U N I V E R Z I T E T   U   B E O G R A D U

Dr ĐURO RADINOVIĆ

ANALIZA VREMENA

ZAVOD ZA IZDAVANJE UDŽBENIKA
SOCIJALISTIČKE REPUBLIKE SRBIJE
B E O G R A D

Ovaj udžbenik, kao privremeni univerzitetski udžbenik, odobrila je za upotrebu Komisija za udžbenike Univerziteta u Beogradu svojim rešenjem broj 1447/1 od 10. juna 1968. godine.

SADRŽAJ

Strana

Strana

DEO II

VREME U FUNKCIJI METEOROLOŠKIH POLJA I SISTEMA

PREDGOVOR

Od samog početka razvoja sinoptičke meteorologije svi njeni bitni delovi, kao što su analiza stanja atmosfere, organizacija mreže meteoroloških stanica, metodi i termini osmatranja, bili su podređeni i služili su više potrebama prognoze nego nauke. Ipak, na osnovu srazmerno guste mreže prizemnih stanica i sasvim malog broja visinskih osmatranja u prvoj polovini ovog veka nekoliko obdarenih pojedinaca (prvenstveno saradnika bergenske škole) postavili su osnovnu teoriju o trodimenzionalnom kretanju vazduha u atmosferi. Međutim, ta teorija je bila suviše idealizirana da bi mogla pružiti potpuniju predstavu o fizičkim zbivanjima u atmosferi.

Posle drugog svetskog rata došlo je do naglog širenja mreže radiosondažnih stanica i razvoja brzih elektronskih računskih mašina. Prvi od ovih faktora omogućio je da se umesto dotadašnje ndirektne analize stanja atmosfere, koja se uglavnom vršila pomoću prizemnih podataka, otpočne sa direktnom analizom polja meteoroloških elemenata. Drugi od navedenih faktora je omogućio da se razviju i primene metodi objektivne analize. To, u stvari, predstavlja prekretnu tačku u meteorološkoj nauci, koja je dobila široke mogućnosti za primenu matematičkih i fizičkih metoda, čime se u razmatranju procesa u atmosferi unosi znatno više egzaktnih komponenata.

U toku poslednje decenije učinjen je veliki napredak u razvoju objektivnih metoda analize i prognoze stanja atmosfere. Danas postoji više meteoroloških centara u svetu u kojima se analize i prognoze dobijaju svakodnevno objektivnim metodima pomoću elektronskih računskih mašina. Rezultati postignuti ovim egzaktnim putem po tačnosti ne zaostaju, i po pravilu su bolji od rezultata koji se dobijaju na klasičan, subjektivan način.

U cilju usmeravanja daljeg razvoja meteorologije, prvenstveno ka većem zadovoljenju potreba nauke, a zatim njene praktične primene, Svetska meteorološka organizacija sačinila je veoma impozantan plan budućeg razvoja u oblasti analize i prognoze vremena. Po tom planu predstoji uspostavljanje svetskog meteorološkog bdenja koje treba da omogući posmatranje atmosfere kao jednog iizičkog modela u kome bi sve promene bile analizirane objektivnim matematičko-fizičkim metodima. Time bi se stvorili uslovi da se analiza stanja atmosfere u potpunosti vrši na osnovu izmerenih vrednosti fizičkih veličina. Pri tome bi se vreme i vremenski elementi dobijeni iz prizemnih osmatranja, s obzirom na njihov lokalni značaj i još uvek nepreciznu definisanost ovih pojmova, koristili u manjoj meri. Tako je sinoptička meteorologija ušla u fazu razvoja koja pokazuje dve bitne karakteristike. Prvo, analiza sve više postaje oblast za sebe i teži da se sa svojim problemima potpuno odvoji od problema prognoze, i drugo, u analizi stanja atmosfere i promena u njoj prizemna osmatranja prestaju da igraju osnovnu ulogu.

U udžbenicima sinoptičke meteorologije (Petterssen, Zverov, Kričak i dr.) postojeća transformacija u ovoj oblasti nije dovoljno vidljiva. Tako, npr. kad se u nekom od ovih udžbenika govori o jednom barskom, frontalnom ili nekom drugom sistemu u atmosferi, istovremeno se govori o njegovoj termodinamičkoj strukturi, o vremenu i prognozi koji su vezani za isti sistem.

Osećajući ovu tendenciju transformacije W. Saucier je napisao knjigu »Principi meteorološke analize« u kojoj je izložio na veoma podroban način sve važnije elemente analize. Pri tome on je sasvim izostavio probleme prognoze. Takođe se može zaključiti da je i S. Petterssen, za razliku od

drugih autora udžbenika sinoptičke meteorologije, pridavao pažnju toj novoj tendenciji razvoja u ovoj oblasti meteorologije. On je to donekle izrazio i samim nazivom svog udžbenika »Analiza i prognoza vremena«. Njegov stav se još jasnije vidi iz predgovora istog udžbenika u kome, između ostalog, kaže: »Sa izvesnim uopštavanjem može se reći da su pokretni sistemi u atmosferi proizvođači i nosioci vremenskih sistema. Prema tome smatrao sam podesnim da prvo razmatram pokretne sisteme, a zatim da diskutujem analizu i prognozu vremenskih sistema u drugom delu udžbenika«

S obzirom na razvoj analize i prognoze vremena u toku poslednje decenije, kao i na perspektive daljeg razvoja koje se mogu sagledati, gradivo iz ove oblasti meteorologije podeljeno je u dve potpuno nezavisne knjige. Prva od njih predstavlja ovaj udžbenik, koji se odnosi isključivo na analizu vremena, a u drugoj treba da se razmatraju svi važniji metodi i problemi prognoze.

Gradivo u ovoj knjizi je podeljeno u tri dela. U prvom, koji nosi naslov »Meteorološka polja i sistemi u atmosferi«, razmatrana je atmosfera kao gasovita sredina koja se ponaša po osnovnim zakonima termodinamike i hidrodinamike. Drugi deo knjige nosi naslov »Vreme i funkcije meteoroloških polja i sistema« i u njemu je razmatrano vreme kao funkcija opšteg stanja atmosfere, tj. stanja strujnih, barskih i termičkih sistema s jedne strane i niza lokalnih, regionalnih i orografskih uticaja s druge strane. U trećem delu knjige prikazani su novija sredstva i metodi analize vremena.

U težnji da studenti meteorologije ovladaju najsavremenijim znanjima iz oblasti analize vremena u udžbenik su uključena četiri poglavlja u kojima su izložena saznanja do kojih se došlo u toku poslednjih godina. To su: metodi objektivne analize, metodi mezoanalize, meteorološki radari i meteorološki sateliti. S obzirom da se gradivo sadržano u ovim poglavljima nije ranije nalazilo u nastavnim programima, niti je sadržano u postojećim udžbenicima sinoptičke meteorologije, to ovaj udžbenik može korisno da posluži i diplomiranim meteorolozima za upotpunjavanje i usavršavanje stručnog znanja.

Prof. dr M. Čadež i dr F. Mesinger su pažljivo pregledali rukopis ove knjige i nizom sugestija ga upotpunili i poboljšali. Savetnik M. Radošević je pročitao rukopis i dao više stilskih i drugih primedbi koje su knjigu učinile razumljivijom. Tehničar N. Opačić je izradio veći broj grafičkih priloga i uspešnim tehničkim rešenjima doprineo ilustrativnom izgledu knjige. Autor duguje srdačnu zahvalnost na ovoj prijatnoj i korisnoj saradnji.

ĐURO RADINOVIĆ

Beograd, februara, 1968.

LISTA SIMBOLA

A	Oblast; albedo; amplituda talasa;
a	Radijus Zemlje;
B_f	Strukturna funkcija;
b_f	Strukturna funkcija za odstupanje od srednje vrednosti;
C	Cirkulacija;
c_p	Specifična toplota pri konstantnom pritisku;
E	Kvadratna greška;
e	Osnova prirodnih logaritama;
F	Trenje; sila;
f	Coriolisov parametar; funkcija;
G	Gradijent; sila gravitacije;
g	Ubrzanje Zemljine teže;
H	Dubina fluida;
h	Visina fluida; debljina sloja;
I	Intenzitet zračenja;
$\mathbf{i}$	Kvadratni koren od minus jedan; jedinični vektor;
J	Jakobian operator;
$\mathbf{j}$	Jedinični vektor;
K	Kinetička energija;
$\mathbf{k}$	Jedinični vektor; k_L koeficijent toplote; k_R koeficijent radijacije; k_τ koeficijent turbulencije;
L	Latentna toplota; talasna dužina;
l	Rastojanje između dve tačke;
M	Korelaciona funkcija; masa;
m	Maritimni; m_f autokorelaciona funkcija;
n	Broj slučajeva; normala; orijentacija duži;
P	Polarni vazduh; potencijalna energija;
p	Atmosferski pritisak; koordinata pritiska;
Q	Toplota;
q	Specifična vlažnost;
R	Gasna konstanta; R_s gasna konstanta za suv vazduh; R_s Rossbyjev broj;
r	Radijus geografske širine; odnos smeše;
S	Stabilnost atmosfere;
s	Rastojanje u određenom pravcu;
T	Apsolutna temperatura; T_v virtuelna temperatura; T_e ekviv. temperatura;
t	Vreme; temperatura u °C;
U	Osnovna struja; relativna vlažnost;
u	Horizontalna komponenta vetra u pravcu x; u_g komponenta geostrofskog vetra;
v	Horizontalna komponenta vetra u pravcu J; v_g komponenta geostrofskog vetra;

w	Vertikalna komponenta vetra;
x, y, z	Koordinate pravouglog koordinatnog sistema;
Z	Visina u geopotencijalnim metrima (gpm); Z_T debljina sloja u gpm;
z	Visina u dužinskim metrima (m);
α	Specifična zapremina;
β	Ugao nagiba izobarske površine u odnosu na horizontalnu ravan; veličina promene Coriolisovog parametra u pravcu severa;
Γ	Horizontalni gradijent temperature;
γ	Vertikalni gradijent temperature;
γ_a	Adijabatski vertikalni gradijent temperature;
Δ	Razlika, veća vrednost rastojanja ili vremenski interval;
δ	Razlika, za malo ali konačno rastojanje ili vremenski interval;
ε	Mere optimalne interpolacije;
ζ	Relativna vrtložnost oko vertikalne ose;
η	Mera pogrešnosti osmotrenih vrednosti;
Θ	Potencijalna temperatura;
Θ_E	Ekvivalentno-potencijalna temperatura;
Θ_s	Pseudopotencijalna temperatura;
k	Odnos gasne konstante za suv vazduh R_s i specifične toplote c_p;
μ	Koeficijent razmene; koeficijent korelacije; talasna dužina;
π	3,14159 . . . . . .
ϱ	Gustina;
Σ	Zbir sabiraka;
σ	Statička stabilnost atmosfere; vertikalna osa koordinatnog sistema;
τ	Koeficijent turbulencije;
Φ	Geopotencijal;
φ	Geografska širina;
Ω	Uglovna brzina rotacije Zemlje;
ω	Uglovna brzina; vertikalna komponenta brzine u sistemu p;

D E O I

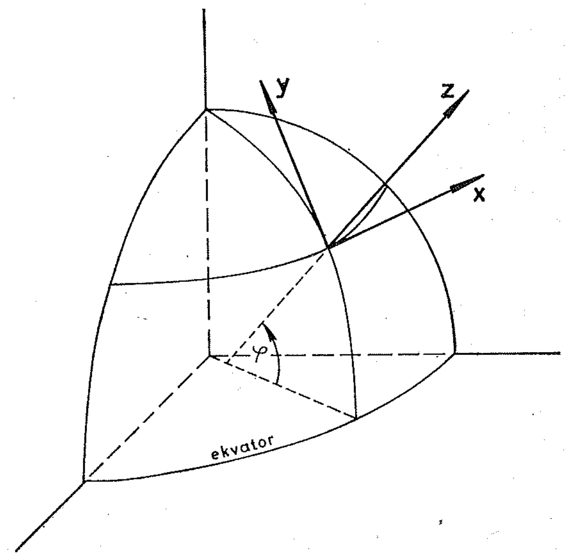
METEOROLOŠKA POLJA I SISTEMI U ATMOSFERI

GLAVA 1

POLJE PRITISKA

1.1. **Atmosferski pritisak.** Vremenske pojave u atmosferi, kao npr. kiša, sneg i magla, posmatrano u jednom trenutku ili kraćem intervalu vremena, obično se javljaju iznad srazmerno velikih oblasti. Da bi se upoznala stanja atmosfere pri kojima takve pojave nastaju, održavaju se i iščezavaju potrebno je izvršiti trodimenzionalnu analizu veličina stanja atmosfere iznad odgovarajućih oblasti. U tu svrhu koriste se matematičko-fizički metodi analize fizičkih veličina i saznanja dinamičke meteorologije.

Za analizu stanja i promena fizičkih veličina u atmosferi obično se koristi desni ortogonalni koordinatni sistem sa osama x, y, z. Pri tome je osa x usmerena prema istoku, osa y prema severu a osa z prema zenitu. Ovaj koordinatni sistem prikazan je na sl. 1.1.1.



Sl. 1.1.1.

Polje atmosferskog pritiska pokazuje vrlo usku vezu sa vremenskim stanjima i sa drugim pojavama u atmosferi. Iz toga razloga upoznavanje metoda analize otpočećemo opisom karakteristika polja pritiska.

Pritisak vazduha definisan je kao sila kojom vazduh deluje svojom težinom na jedinicu površine. U jednoj, ma kojoj, tački atmosfere sila pritiska je u svim pravcima jednaka i u apsolutnom sistemu mera izražava se u dyn cm^{-2}. U dinamičkoj meteorologiji, a često i u drugim granama meteorologije, sila pritiska se izražava u kg m^{-1} sec^{-2}. Za praktične potrebe ove jedinice su dosta male pa se koristi veća jedinica, koja se zove milibar i označava se sa mb. Odnos milibara sa prethodno pomenutim jedinicama je sledeći

$$1 \text{ mb} = 1000 \text{ dyn cm}^{-2} = 100 \text{ kg m}^{-1} \text{ sec}^{-2}.$$

Srednji atmosferski pritisak na nivou mora za celu Zemlju je nešto veći od 1000 mb.

1.2. **Vertikalna raspodela atmosferskog pritiska.** Udaljavanjem od nivoa mora visina stuba vazduha se smanjuje, a time se smanjuje i pritisak koji vazduh vrši na jedinicu površine. Zbog stišljivosti vazduha i srazmerno sporog opadanja temperature sa visinom gustina vazduha je najveća na Zemljinoj površini a idući uvis se smanjuje. Kao posledica toga, pritisak ne opada sa visinom linearno već eksponencijalno. To jest, u slojevima blizu Zemljine površine gde je gustina veća pritisak se brže menja pri jednakoj promeni visine nego u višim slojevima atmosfere.

Promena pritiska sa visinom u mirnoj atmosferi data je jednačinom statike

$$\delta p = -g\varrho\delta z = -\frac{p}{R_s T_v}\delta\Phi, \qquad (1.2.1)$$

gde su p, ϱ i T_v pritisak, gustina i virtuelna temperatura, tj. veličine stanja atmosfere, g sila Zemljine teže, z visina, R_s=287,04 kg m^2 sec^{-2} grad^{-1} gasna konstanta za suv vazduh i Φ geopotencijal.

Integracijom jednačine (1.2.1) po pritisku od p_o na nivou Φ_{p_o} do p na nivou Φ_p dobijamo

$$\Phi_p - \Phi_{po} = -R_s \int_{p_o}^{p} T_v \frac{dp}{p}.$$

Integral na desnoj strani jednačine može se rešiti ako se uzme srednja virtuelna temperatura $\overline{T}_v$ za ceo sloj, koji se nalazi između izobarskih površina p_o i p. Tada imamo

$$\Phi_p - \Phi_{p_o} = R_s \overline{T}_v \ln \frac{p_o}{p}.$$

Izražavajući Φ u ovoj jednačini geopotencijalnim metrima Z i prelaskom na dekadne logaritme biće

$$Z_p - Z_{p_o} = 67{,}4424\,\overline{T}_v \lg \frac{p_o}{p}\,\text{gpm}. \qquad (1.2.2)$$

Debljina sloja između Z_p i Z_{p_o} zove se relativni geopotencijal i dat je u geopotencijalnim metrima. U specijalnom slučaju kada je p_o pritisak na nivou mora (Z_{p_o}=0) poslednja jednačina dobija oblik

$$Z_p = 67{,}4424\,\overline{T}_v \lg \frac{p_o}{p}\,\text{gpm}, \qquad (1.2.3)$$

gde se Z_p zove apsolutni geopotencijal.

Iz jednačine (1.2.2) vidi se da će debljina sloja između dve izobarske površine (p i p_o konstantno) biti funkcija samo srednje virtuelne temperature $\overline{T}_v$ vazduha koji leži između datih izobarskih površina. S druge strane, iz jednačine (1.2.3) vidimo da apsolutni geopotencijal ma koje izobarske površine p zavisi od pritiska na morskom nivou p_o i srednje virtuelne temperature $\overline{T}_v$ u sloju od morskog nivoa do date izobarske površine. Iz ove jednačine sledi da što su veći pritisak na morskom nivou i srednja temperatura sloja, to je veća dinamička visina date izobarske površine. Potpuniji prikaz pojma vazdušnog pritiska i geopotencijala, sa detaljnijim izvođenjem, može se naći u udžbenicima Čadeža (1959), Holmboea (1952), Petterssena (1956) i dr.

1.3. **Redukcija pritiska na srednji nivo mora.** Analiza horizontalne raspodele pritiska zahteva da vrednosti pritiska izmerene na raznim visinama budu svedene na isti nivo. To može biti ma koji nivo po visini blizak tačkama u kojima je pritisak meren. Međutim, kao standardni nivo na koji se svode vrednosti pritiska izmerene u raznim tačkama na Zemljinoj površini uzet je morski nivo.

Za redukciju pritiska na morski nivo koristi se barometarska formula

$$p_o = p \cdot 10^{\frac{K}{\overline{T}_v}},$$

gde je p pritisak na stanici, koja se nalazi na visini Z_p, p_o pritisak na nivou mora a $K=Z_p/67{,}4424$. U ovoj jednačini K je za određenu stanicu konstanta, p je vrednost koja se dobija osmatranjem na stanici a $\overline{T}_v$, virtuelna temperatura u zamišljenom stubu vazduha ispod tačke u kojoj je pritisak meren. Ta vrednost mora biti na neki način pretpostavljena. Obično se pretpostavi određeni vertikalni gradijent temperature, koji najčešće postoji u slobodnoj atmosferi u bližoj okolini. Na osnovu pretpostavljenog gradijenta temperature i osmotrenih vrednosti temperature vazduha na stanici (na visini Z) može se izračunati srednja virtuelna temperatura sloja. Za potrebe analize i prognoze vremena uvek se uzima da je vertikalni gradijent temperature γ=0,5°C/100 m, a umesto osmotrene vrednosti temperature suvog termometra na stanici uzima se virtuelna temperatura. Na osnovu ovako dobivenih podataka može se lako izračunati p_o. Praktično se p_o dobija iz tablica, koje su izrađene za svaku stanicu posebno, a u kojima su za razne vrednosti p i $\overline{T}_v$ date odgovarajuće vrednosti p_o.

1.4. **Horizontalna raspodela vazdušnog pritiska.** Srednja horizontalna promena pritiska je kod nas oko deset hiljada puta manja od vertikalne promene. Uprkos toga, male horizontalne promene pritiska imaju velikog značaja za kretanja vazduha i vremenske pojave u atmosferi. Horizontalna raspodela pritiska na morskom nivou obično je takva da su promene pritiska reda veličine od oko 1 mb/100 km. U ekstremnim slučajevima horizontalna promena pritiska može biti za jedan red veličine veća, tj. oko 1 mb/10 km.

Da bi se dobila najopštija slika horizontalne raspodele pritiska pomenućemo neke karakteristike geografske raspodele pritiska na morskom nivou. Kako je pritisak vremenski i prostorno promenljiva veličina sa izrazitim sezonskim karakteristikama, to ćemo navesti glavne crte raspodele na morskom nivou dobijene na osnovu srednjih vrednosti za mesece januar i jul.

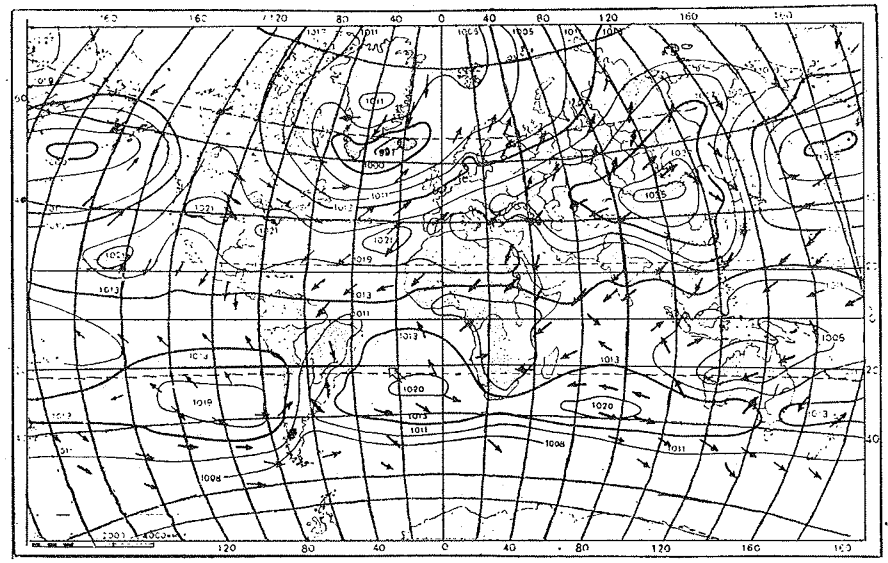
U januaru pritisak se smanjuje od severnog pola do oko 60°N. Zatim se povećava do blizu 30°N i dalje prema ekvatoru ponovo smanjuje. Na južnoj hemisferi oblast niskog pritiska se nalazi blizu 5°S, zatim se pritisak povećava do 35°S a druga oblast niskog pritiska na južnoj hemisferi se graniči sa Antarktikom.

U mesecu julu sve pomenute oblasti niskog i visokog pritiska su pomerene prema severu. Veličina ovog pomeranja je u obrnutom odnosu sa geografskom širinom. Opisane karakteristike horizontalne raspodele pritiska mogu se videti na slikama 1.4.1 i 1.4.2.

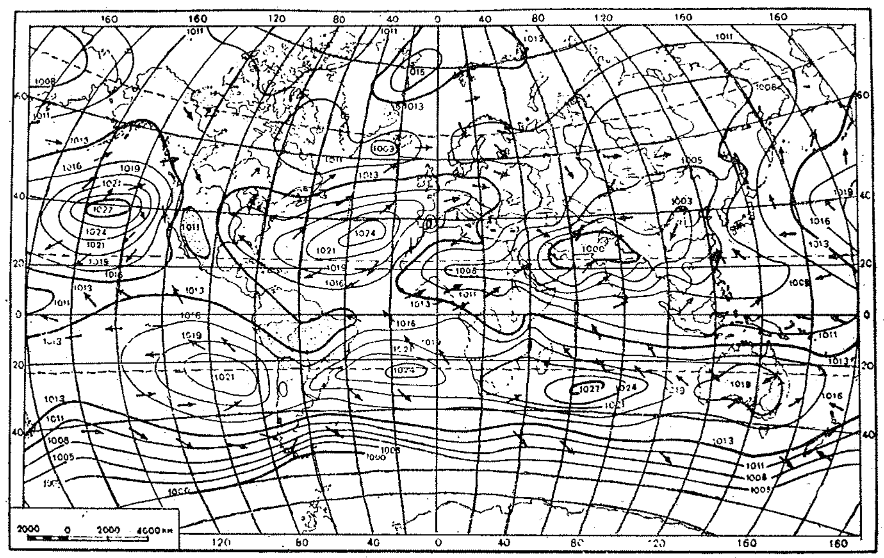
Neke karakteristike horizontalne raspodele u sredini troposfere, na visini oko 5.500 metara, mogu se videti na slikama 1.4.3 i 1.4.4. Na toj visini u svim sezonama, prema prosečnim vrednostima, pritisak se povećava od pola ka ekvatoru. Karakteristično je postojanje centra niskog pritiska, a ponekad i 2—3 centra, u polarnim oblastima i neznatna horizontalna promena pritiska u tropskom pojasu. Izohipse visina 500 mb površine u umerenom pojasu uglavnom se pružaju u zonalnom pravcu. Značajna promena u horizontalnoj raspodeli pritiska na ovoj visini odigrava se pri prelasku iz zime u leto i obrnuto. Tada se razlika u pritisku između pola

i ekvatora smanjuje otprilike za polovinu, odnosno pri prelasku iz leta u zimu razlika se približno udvostručava.

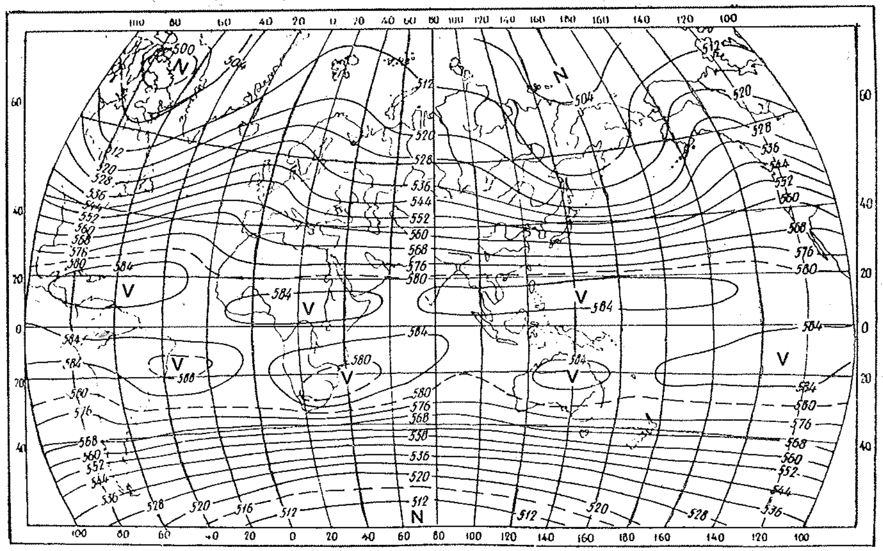
Horizontalna raspodela pritiska u nekom određenom trenutku, naročito na morskom nivou, može se znatno razlikovati od normalne raspodele. Za horizontalnu raspodelu u jednom trenutku su karakteristični često nepravilan oblik i ispoljavanje sitnijih detalja. Ipak, vrlo često se i na horizontalnoj raspodeli pritiska koji se odnosi na neki određeni momenat mogu prepoznati karakteristike tipične za normalnu raspodelu.



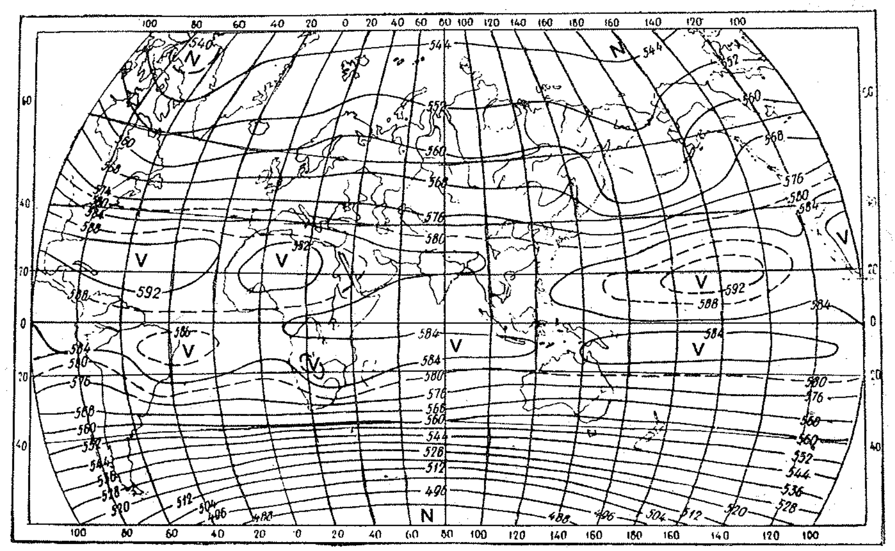
Sl. 1.4.1. Normalna raspodela pritiska na morskom nivou u januaru (Pogosjan, 1959)



Sl. 1.4.2. Normalna raspodela pritiska na morskom nivou u julu (Pogosjan, 1959)



Sl. 1.4.3. Normalne visine 500 mb površine za period decembar — februar (Pogosjan, 1959)



Sl. 1.4.4. Normalne visine 500 mb površine za period jul — avgust (Pogosjan, 1959)

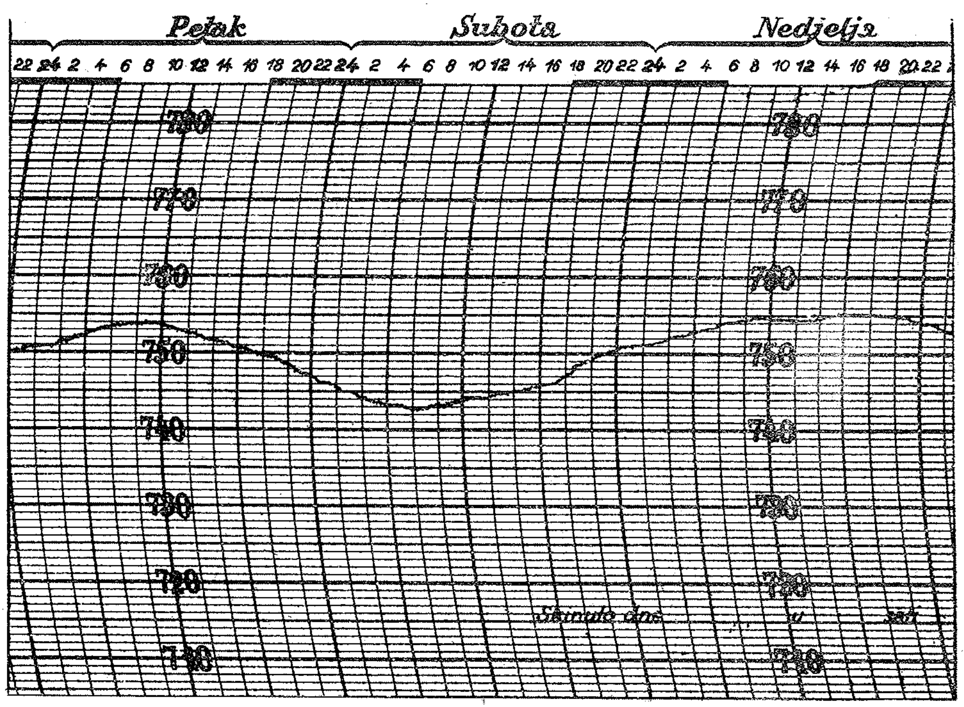
1.5. **Predstavljanje polja pritiska.** Radi uočljivijeg predstavljanja i pouzdanije analize stanja atmosfere, sve veličine koje karakterišu ovo stanje grupišu se prema njihovim fizičkim svojstvima na skalare i vektore. Skalarne veličine se zovu one veličine čije vrednosti su potpuno određene jednim brojem. Raspodela neke skalarne veličine u prostoru predstavlja skalarno polje. Skalarno polje je oblast prostora gde u svakoj tački u datom trenutku vremena postoji neka određena vrednost skalarne veličine. Raspodela vazdušnog pritiska u atmosferi je jedno takvo skalarno polje.

Da bi u svakoj tački skalarnog polja mogla biti određena neka posebna vrednost skalarne veličine, potrebno je da ta veličina bude jednoznačna funkcija prostora.

Vazdušni pritisak je jedna takva funkcija pošto u svakoj tački, u datom trenutku vremena, može biti osmotrena jedna i samo jedna vrednost pritiska. Prema tome, atmosferski pritisak je promenljiva veličina, funkcija prostora i vremena, tj. $p=p\,(x,y,z,t)$. U zavisnosti od nezavisno promenljivih, pritisak u atmosferi može biti predstavljen na više načina. Neki od načina predstavljanja koji su uobičajeni u meteorologiji biće ovde prikazani.

1.6. **Predstavljanje pritiska u određenoj tački.** U slučaju kada je samo vreme nezavisno promenljiva, (x,y,z=const.) možemo posmatrati pritisak u jednoj određenoj tački kao funkciju vremena. Primer ovakvog predstavljanja pritiska je barogram. To je traka sa osama p, t na kojoj kazaljka barografa postavljenog na jednom određenom mestu beleži vrednosti pritiska u svakom momentu vremena. Za ilustraciju na sl. 1.6.1 prikazan je barogram od 26. do 28. februara 1965. godine u Meteorološkoj stanici Prirodno-matematičkog fakulteta na Novom Beogradu.

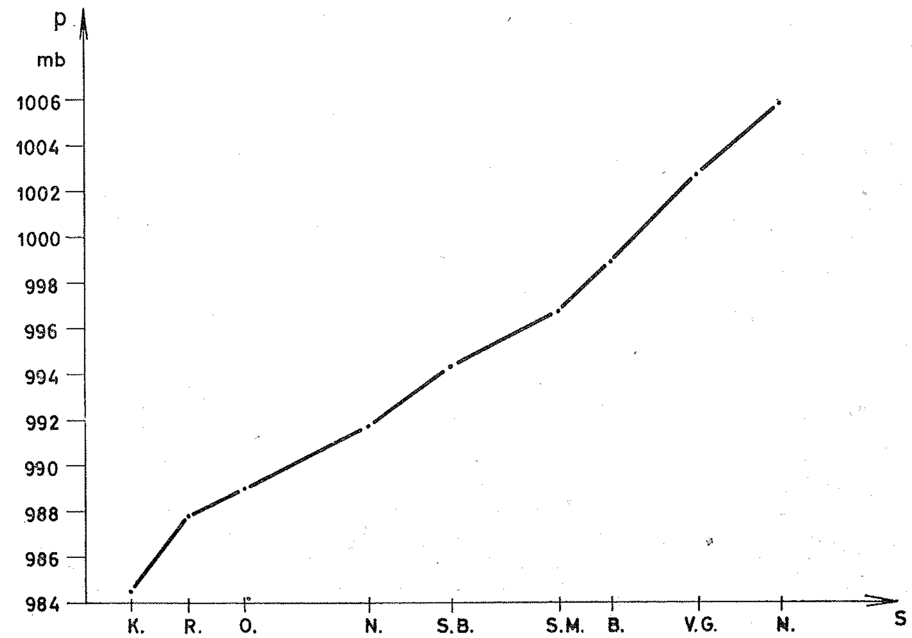
Dijagram sa osama p, t može se načiniti i pomoću niza osmotrenih vrednosti pritiska u određenim trenucima vremena. Ovakav dijagram će odstupati i biti manje tačan od dijagrama na kome je kriva pritiska kontinuarna. Odstupanja su veća što su vremenski intervali između izvršenih osmatranja duži.



Sl. 1.6.1. Promena pritiska sa vremenom u određenoj tački (barogram)

1.7. **Predstavljanje pritiska duž horizontalne prave.** Predstavljanje pritiska duž neke horizontalne prave s može se izvesti na dva načina: kada je vreme konstantno i kada se ono menja. U prvom slučaju, kada je vreme konstantno, vrednosti pritiska osmotrene u istom momentu ucrtavaju se u tačkama duž ose s koje odgovaraju mestima gde su vršena osmatranja pritiska. Jedan takav grafik sa osama p, s prikazan je na sl. 1.7.1.

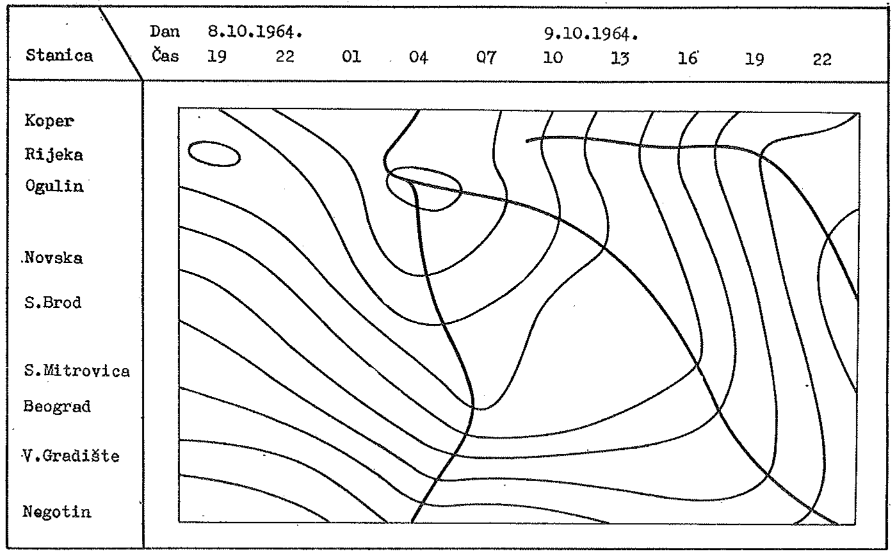
Kada je i vreme promenljiva veličina, tada dvodimenzionalni sistem p, s dobija još jednu osu, tj. postaje trodimenzionalan sistem koordinata p, s, t. U ovakvom slučaju pomoću osa s, t sačini se koordinatni sistem u ravni a vrednosti pritiska se u obliku brojeva upisuju na odgovarajuća mesta u koordinatnom sistemu u odnosu na ose s i t. Primer takvog predstavljanja pritiska dat je na sl. 1.7.2.



Sl. 1.7.1. Grafik pritiska duž horizontalne prave s (Kopar—Negotin) na dan 8. oktobra 1964. u 22 SEV

Stanica \ Dan / Čas	8.10.1964. 19	22	9.10.1964. 01	04	07	10	13	16	19	22
Koper	988.7	984.3	984.2	984.1	984.5	988,7	991.9	996.1	998.5	999.3
Rijeka	990.6	987.8	984.1	984.9	985.0	989.0	992.3	997.0	1000.2	1001.5
Ogulin	989.2	989.0	985.1	981.8	984.0	987.8	991.9	995.9	999.0	1001.9
Novska	994.6	991.7	987.2	984.5	985.6	989.1	991.2	993.2	998.5	1002.6
S.Brod	996.4	994.3	988.8	986.7	987.9	991.0	991.8	991.7	998.2	1003.0
S.Mitrovica	998.8	996.7	994.1	991.5	989.1	991.6	992.3	993.6	997.6	1001.2
Beograd	1000.6	998.9	996.6	992.5	989.8	991.9	992.5	994.5	997.3	1000.3
V.Gradište	1003.4	1002.7	1000.4	996.1	996.6	996.3	996.4	995.9	997.1	1000.3
Negotin	1007.1	1005.8	1004.3	1001.9	1000.6	1000.6	999.4	997.9	998.3	1000.2

Sl. 1.7.2.a Predstavljanje pritiska duž horizontalne prave s (Kopar—Negotin) 8. i 9. oktobra 1964.



Sl. 1.7.2.b Grafičko predstavljanje pritiska duž horizontalne prave *s* (Kopar—Negotin) 8. i 9. oktobra 1964.

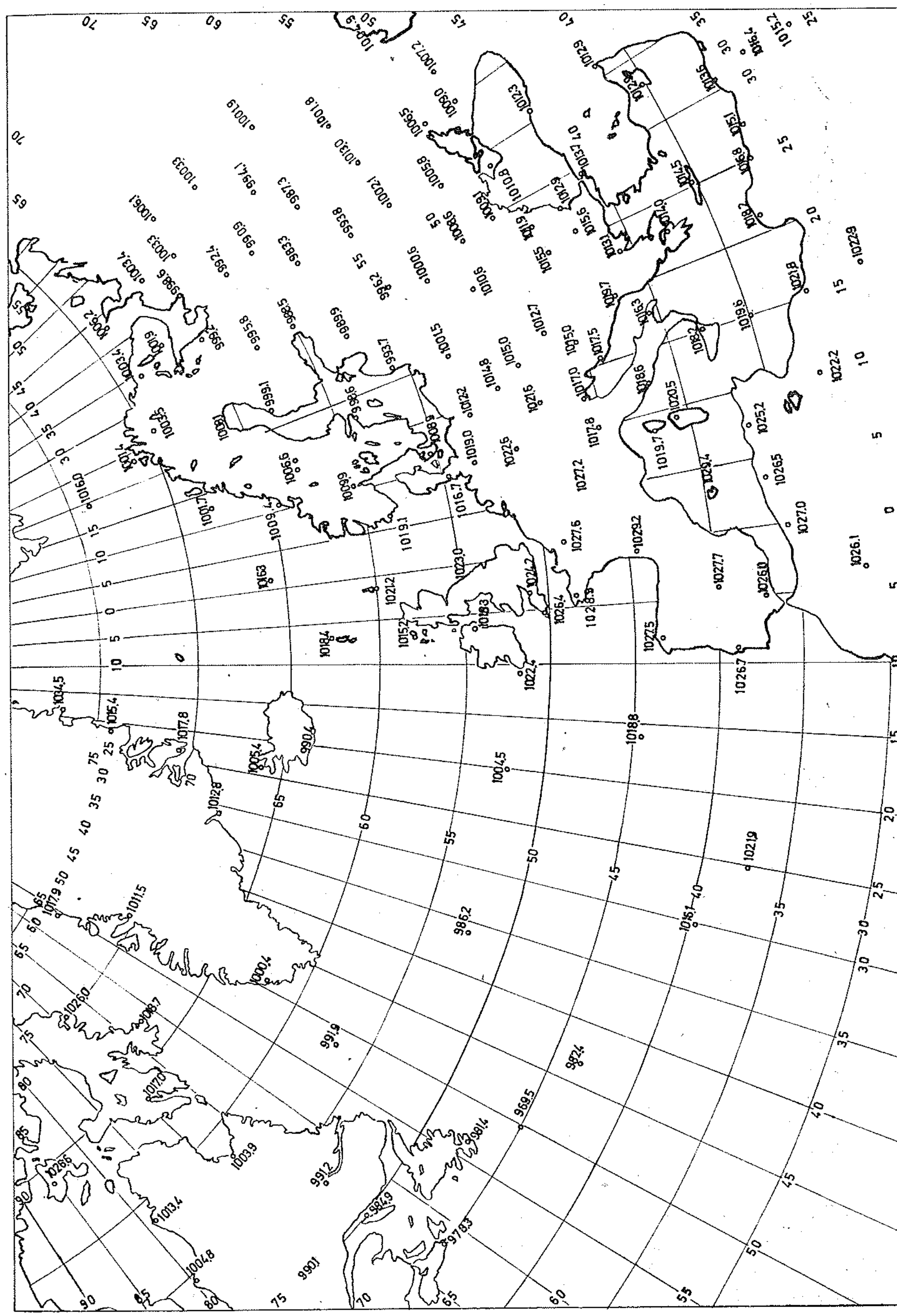
1.8. **Predstavljanje pritiska u ravni.** Za ovo predstavljanje koriste se dvodimenzionalne karte, vertikalni preseci i površine konstantnih vrednosti pritiska. Najšire primenjen način predstavljanja pritiska u ravni, tj. $p=p(x,y)$ (što znači kada je vreme konstantno), je predstavljanje raspodele pritiska na sinoptičkim kartama. Ovaj način se sastoji iz beleženja vrednosti pritiska na odgovarajućim tačkama u ravni kako je prikazano na sl. 1.8.1. Tačke na koje se odnose vrednosti pritiska zabeležene na karti predstavljaju geografski položaj stanica na kojima je pritisak meren.

Promena pritiska između dve tačke u istoj ravni dobija se određivanjem razlike pritiska i deobom te razlike sa rastojanjem tačaka. Promena pritiska u trećoj dimenziji prostora dobija se pomoću razlike pritiska u istoj tački na dve karte koje prikazuju raspodelu pritiska na različitim visinama.

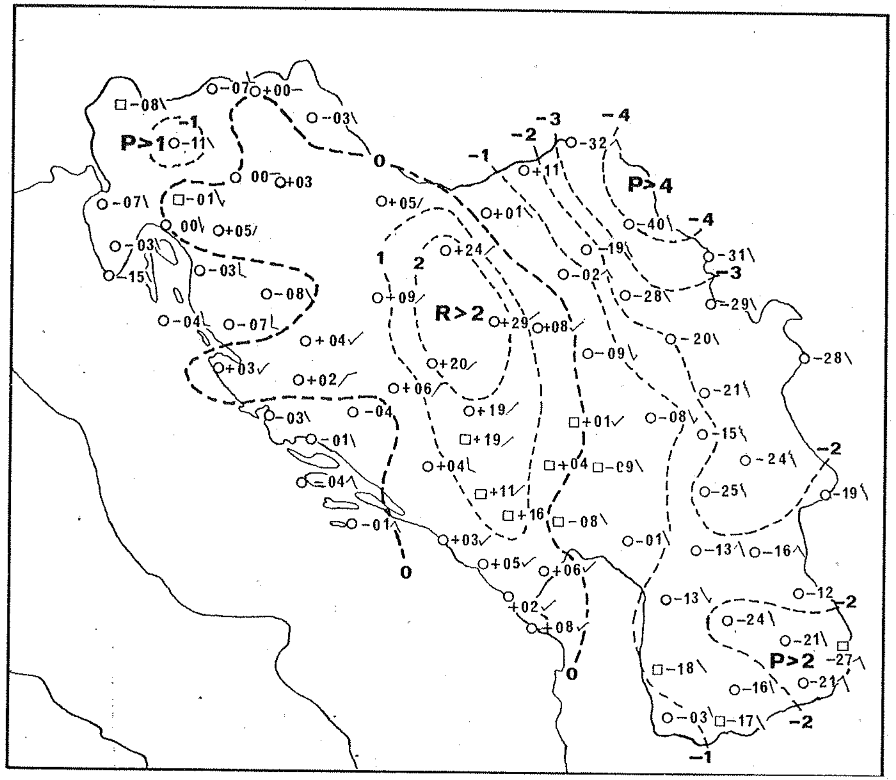
Za prikazivanje promena pritiska sa vremenom u ravni, tj. posmatranje funkcije $p=p\ (x,y,t)$ postoji više podesnih metoda. Jedan od tih je da se predstavi promena pritiska sa vremenom u ravni ucrtavanjem vremenskih profila pritiska (umanjeni i uprošćeni dijagrami $p,\ t$) u tačkama osmatranja. Ovakav način predstavljanja se koristi na sinoptičkim kartama, gde se pomoću simbola i brojnih vrednosti predstavljaju tendencija i hod pritiska za tročasovni period. Karakteristike i intenzitet promene pritiska čitaju se na barogramima u sinoptičkim stanicama. Jedan primer takvog predstavljanja promene pritiska u ravni sa vremenom dat je na sl. 1.8.2.

Drugi način, takođe pomoću sinoptičkih karata, je dobijanje promene pritiska sa vremenom za određenu oblast grafičkim oduzimanjem polja pritiska prikazanog na karti u dva različita momenta vremena. Iz ovoga se vidi da je analiza promene pritiska u funkciji prostora i vremena moguća samo uz upotrebu većeg broja sinoptičkih karata. U praksi se to postiže upotrebom karata apsolutne topografije za jednake intervale vremena.

Ovaj metod se smatra najjednostavnijim za operativu s obzirom na sistem osmatranja, kao i na izvođenje i interpretaciju analize polja pritiska.



Sl. 1.8.1. Vrednosti pritiska reducirane na nivo mora 18. novembra 1964. u 13 SEV



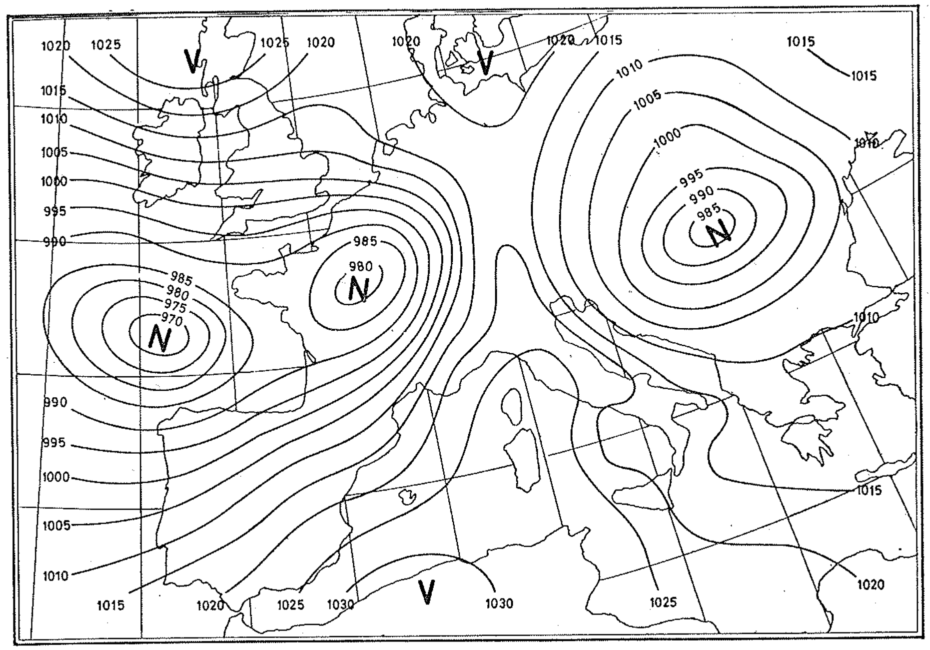
Sl. 1.8.2. Tročasovne tendencije pritiska 23. februara 1966. u 16 SEV

1.9. **Skalarna analiza pritiska u ravni.** Na sl. 1.8.1 prikazane su vrednosti pritiska u tačkama csmatranja u jednom određenom trenutku vremena. Da bi se bolje istakla raspodela pritiska u ravni može se polje pritiska analizirati izvlačenjem linija jednakih vrednosti pritiska, tj. izobara. Prethodno je potrebno odrediti za koje vrednosti pritiska će se izvlačiti izobare jer je moguće izvući neograničen broj izolinija u skalarnom polju.

Veličine intervala između vrednosti u skalarnom polju za koje se izvlače izolinije zavisi od promenljivosti skalarne veličine. U polju pritiska kao podesna vrednost obično se uzima interval od 5 mb, te se izobare izvlače kroz sve vrednosti pritiska koje su deljive sa brojem 5. Polje pritiska prikazano na sl. 1.8.1 kad se tako analizira dobija oblik dat na sl. 1.9.1.

Polje pritiska je kontinuarno. Zbog toga se izobare nigde u polju ne prekidaju izuzev na granicama oblasti sa podacima. Izobare mogu biti zatvorene, ali se nikad ne presecaju niti se granaju u polju. Posmatrajući analizirano polje pritiska na sl. 1.9.1, vidi se da svaka izobara deli ravan u prostoru na dve oblasti: jednu sa manjim i drugu sa većim vrednostima pritiska od brojne vrednosti izobare.

Praktična vrednost analize skalarnog polja pomoću izolinija lako je uočljiva. Ona omogućuje vizuelnu interpretaciju oblika polja i merenje prostornih promena skalarne veličine, u ovom slučaju pritiska. Tako, na primer, u oblastima gde su izobare guste pritisak se menja brzo u pravcu normalnom na izobare. Tamo gde su izobare više udaljene jedna od druge promena pritiska u horizontalnoj ravni i normalno na izobare je mala. Ovo pokazuje da je jedna od prednosti takvog predstavljanja pritiska u tome što se analiza polja pritiska može izvršiti na kartama, tj. u ravni, a zatim interpretirati u tri dimenzije prostora.



Sl. 1.9.1. Analizirano polje pritiska redukovanog na nivo mora 18. novembra 1964. u 13 SEV

1.10. **Karakteristične tačke, linije i oblici skalarnog polja.** Napred je rečeno da analizu polja pritiska obično vršimo izvlačenjem izobara na svakih 5 mb. Ako se ovaj interval smanjuje, broj izobara se povećava. U graničnom slučaju kad ovaj interval teži nuli, broj izobara postaje beskonačan i svaka tačka u polju je povezana nekom izobarom. Međutim, zbog raznih mogućnosti raspodele u polju pritiska i zbog velike raznovrsnosti oblika izobarskih površina moguće je naći neku vrednost pritiska ili geopotencijala koja postoji samo u jednoj tački u posmatranoj oblasti. Kroz takvu tačku nije moguće povući izobaru, jer se nigde u okolini ne može naći ista vrednost. Ovakve tačke predstavljaju maksimum ili minimum vrednosti i nazivaju se singularnim tačkama ili centrima. U polju pritiska singularne tačke sa minimumom vrednosti obeležavaju se sa *N* i znače centar depresije ili ciklona, a sa maksimumom vrednosti obeležavaju se sa *V* i predstavljaju centar anticiklona. Na sl. 1.9.1 se vidi da se pritisak od tačke *N* u svim pravcima povećava a od tačke *V* u svim pravcima smanjuje. Prema tome centar niskog pritiska je okarakterisan uslovima

$$\frac{\partial p}{\partial x}=0 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}>0 \quad \text{i} \quad \frac{\partial p}{\partial y}=0 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}>0,$$

dok za centar visokog pritiska važe uslovi

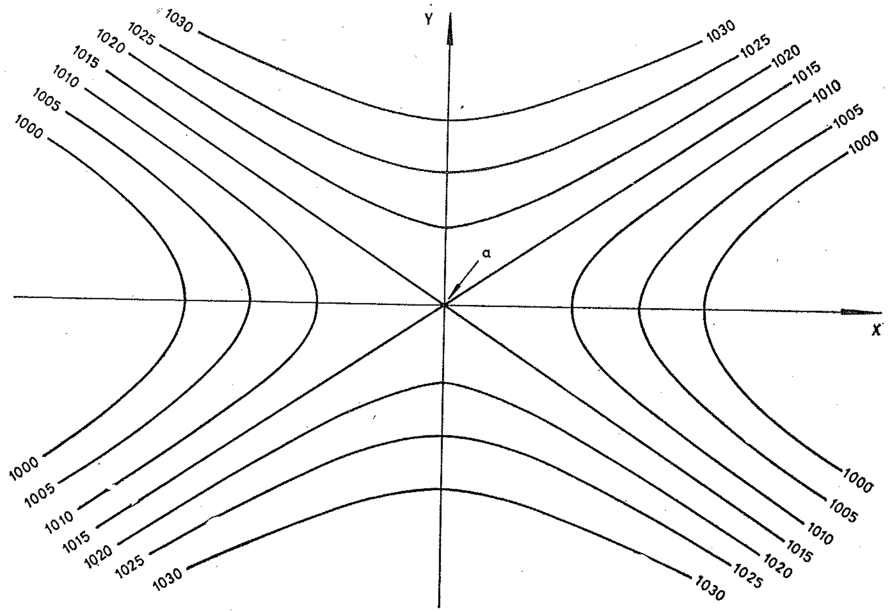
$$\frac{\partial p}{\partial x}=0 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}<0 \quad \text{i} \quad \frac{\partial p}{\partial y}=0 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}<0.$$

Druga mogućnost da se javi singularna tačka u polju pritiska jeste pojava tačke u kojoj se dodiruju dve izobare iste vrednosti. Takav jedan model raspodele

pritiska pri kojem se javlja ova vrsta singularne tačke prikazan je na sl. 1.10.1. Ovaj model se zove sedlo, a singularna tačka u kojoj se dodiruju izobare istih vrednosti (označena sa a) zove se singularna tačka sedla ili hiperbolična singularna tačka. Postavljanjem koordinatnog sistema u singularnu tačku a, kako je pokazano na sl. 1.10.1, ovaj model je okarakterisan uslovima

$$\frac{\partial p}{\partial x}=0 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}<0 \quad \text{i} \quad \frac{\partial p}{\partial y}=0 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}>0.$$

Sve tri napred opisane tačke karakterišu se malim promenama pritiska u njihovoj bližoj okolini.

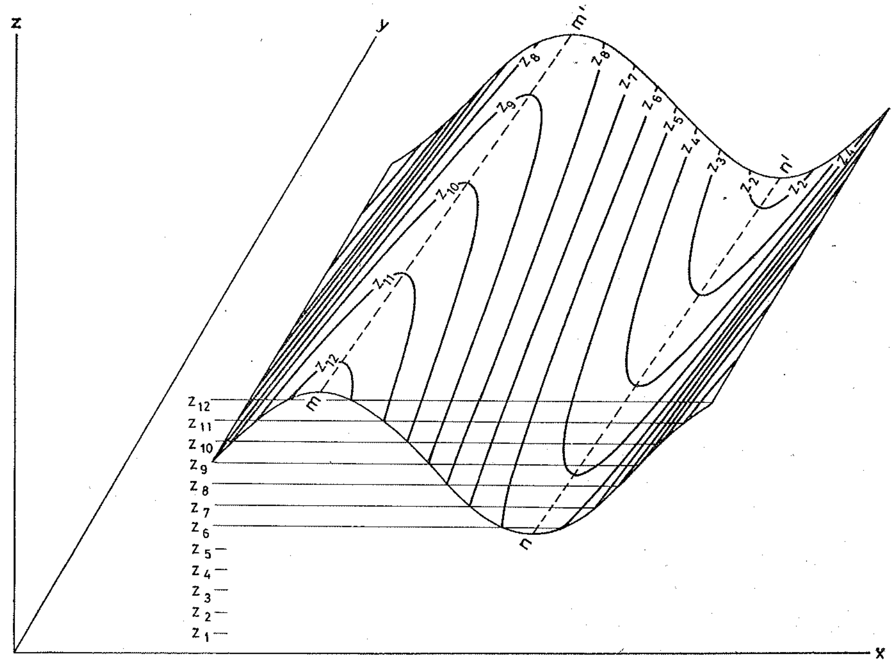


Sl. 1.10.1. Oblik raspodele pritiska u ravni nazvan sedlo

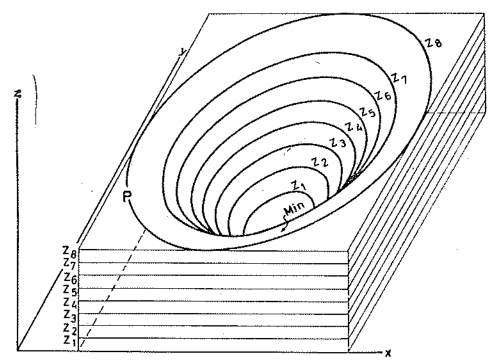
Karakteristične tačke, linije i oblici takođe se mogu videti i na izobarskim površinama u atmosferi. Jedan od najčešćih oblika na izobarskim površinama je prikazan na sl. 1.10.2. Tu vidimo seriju talasastih linija, koje predstavljaju preseke izobarske površine sa nivovskim ravnima, tj. površinama jednakih visina. Isprekidane linije označavaju mesta sa najvećom i najmanjom visinom izobarske površine u pravcu normalnom na te linije. Konveksno iskrivljenje izobarske površine gledano od Zemljine površine u polje zove se greben a konkavno iskrivljenje zove se dolina; oblici su nazvani po analognim oblicima topografije Zemljine površine. Prema tome linija mm′ zove se osa grebena i označava maksimum konveksnog iskrivljenja površine, a linija nn′, zove se osa doline i ona predstavlja maksimum konkavnog iskrivljenja izobarske površine.

Definicija za grebene i doline u topografskom polju data matematičkim izrazom može se dobiti iz sl. 1.10.2. Ako smatramo da se osa-y poklapa sa osom doline i grebena, tada možemo pisati za greben: $\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)=0$, $\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_p<0$ i za dolinu:

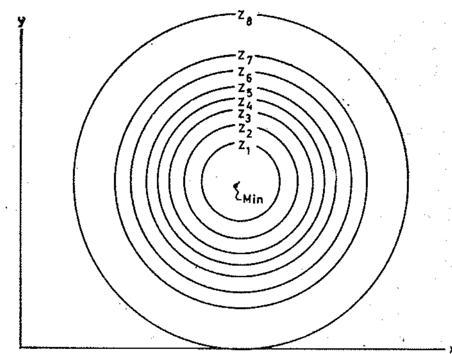
$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_p=0$, $\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_p>0$. Ose dolina i grebena obično ne leže horizontalno pa $\frac{\partial z}{\partial x}$ najčešće nije jednako nuli. Na sl. 1.10.2 vidimo takođe veći broj skoro pravih linija između grebena i dolina. U toj oblasti su izobarske površine obično najviše nagnute prema horizontalnoj ravni.



Sl. 1.10.2. Idealiziran oblik doline i grebena na karti apsolutne topografije



Sl. 1.10.3. Idealiziran topografski model depresije na karti apsolutne topografije



Sl. 1.10.4. Projekcija topografskog modela depresije na horizontalnu ravan

Udubljenje, odnosno konkavno iskrivljenje, izobarske površine u prostoru prikazano je na sl. 1.10.3. Koncentrični krugovi predstavljaju preseke izobarske površine sa površinama jednakih visina. Projekcija takvog oblika izobarske površine u horizontalnoj ravni xy prikazana je na sl. 1.10.4. Ovakav oblik izobarskih površina naziva se depresija ili ciklon. Iskrivljenje u suprotnom smeru, tj. konveksno iskrivljenje izobarske površine, naziva se anticiklon.

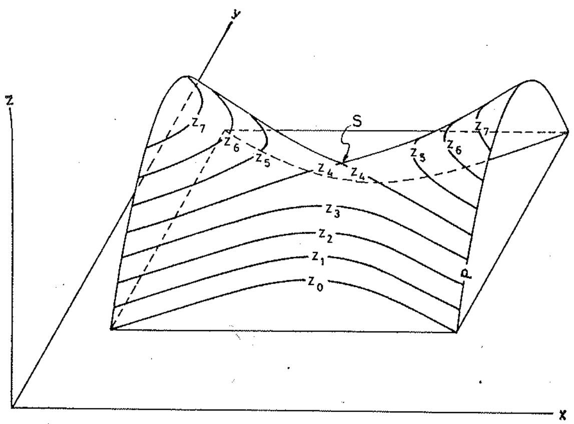
Definicija ovih oblika data matematičkim izrazima je slična odgovarajućim modelima u polju pritiska, tj. za depresiju (u centru):

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_p=\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_p=0;\ \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_p>0<\left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)_p$$

i za anticiklon (u centru):

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_p=\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_p=0;\ \left(\frac{\partial^2 z}{\partial z^2}\right)_p<0>\left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)_p.$$

Na sl. 1.10.5 prikazan je oblik izobarske površine koji se zove sedlo. Taj oblik se dobija presekom doline i grebena. Na slici je greben paralelan osi-x a na sredini grebena postoji ulegnuće, koje je posledica ukrštanja doline sa grebenom u tom sedlu. Najniža tačka na osi grebena i najviša na osi doline (na slici označena sa s) je singularna tačka sedla. Od ove tačke pružaju se u prostor dva nagnuta grebena i dve nagnute doline. Nešto detaljnije i šire o karakterističnim oblicima u skalarnom polju može se naći u knjizi Saucera (1955).



Sl. 1.10.5. Oblik izobarske površine nazvan sedlo (s — singularna tačka sedla)

1.11. **Veza između topografskog i horizontalnog prikazivanja polja pritiska.** U toku analize i proučavanja polja pritiska potrebno je da se modeli raspodele pritiska u horizontalnoj ravni zamisle i interpretiraju kao topografske površine a modeli izobarskih površina predstave u horizontalnoj ravni. Tako se često iz jednog oblika prikazivanja raspodele pritiska prelazi u drugi oblik. Prelaz iz jednog oblika predstavljanja polja pritiska u drugi zasniva se na odnosu nagiba izobarske površine prema horizontalnoj promeni pritiska duž određene linije.

Ukupna apsolutna promena nagiba određene izobarske površine prema horizontalnoj ravni je ekstremno mala. Zbog toga se dobija utisak da su dve ili više izobarskih površina na bliskom odstojanju sasvim slične.

Nagib izobarske površine je dat izrazom

$$\operatorname{tg}\beta_p=-\frac{\dfrac{\partial p}{\partial n}}{\dfrac{\partial p}{\partial z}}=-\frac{9\cdot 8}{g}\cdot\frac{\dfrac{\partial p}{\partial n}}{\dfrac{\partial p}{\partial z}}. \qquad (1.11.1)$$

Ovde $\frac{\partial p}{\partial n}$ označava promenu pritiska na jedinicu odstojanja duž ose n koja leži u horizontalnoj ravni u pravcu najvećeg nagiba posmatrane površine, a $\frac{\partial p}{\partial z}$ daje promenu pritiska pri promeni visine za 1 gpm.

Promena pritiska u horizontalnoj ravni $\frac{\partial p}{\partial n}$ obično je reda veličine 10^{-5} mb m^{-1}, a promena u vertikalnom pravcu $\frac{\partial p}{\partial z}$ oko -10^{-1} mb m^{-1}. Prema tome, zamenom ovih vrednosti u jednačini (1.11.1) biće tg $\beta_p=10^{-4}$. Ovaj nagib odgovara uglu od oko 0,0006°. Odavde vidimo da je nagib izobarske površine prema horizontalnoj ravni uvek veoma mali i izobarske površine samo neznatno odstupaju od nivoskih površina.

1.12. **Prelaz iz polja pritiska u polje geopotencijala.** Često se ukazuje potreba da se analizirano polje pritiska sa izvučenim izobarama prevede u geopotencijale, tj. u polje apsolutne topografije. Takav prelaz se može izvršiti pomoću jednačine statike u nešto izmenjenom obliku.

Polazeći od jednačine (1.2.2) možemo doći do podesnog izraza za izračunavanje dinamičkog barskog stupnja. Pod dinamičkim barskim stupnjem podrazumeva se visina izražena u geopotencijalnim metrima, za koju se treba podići ili spustiti, da se pritisak promeni za 1 mb.

Ako u jednačini (1.2.2) pišemo za $\delta p=-1$ mb, a umesto δZ stavimo ΔZ, što odgovara konačnoj promeni visine, dobićemo

$$\Delta Z=\frac{R_s T_v}{p}\cdot\frac{1}{9\cdot 8}=29{,}29\,\frac{T_v}{p}\,\text{gpm}.$$

Ovde je Z u gpm a p u mb.

Iz ove jednačine vidimo da, kao i u barometarskoj visinskoj formuli, dinamički barski stupanj zavisi od pritiska i temperature. Ako je p manje, tj. ako je veća visina, ΔZ je veće i obratno. Zatim, pri datom pritisku dinamički stupanj će biti tim veći što je viša temperatura vazduha.

Za neke vrednosti p i T, koje se najčešće javljaju na morskom nivou, date su u tabeli 1.12.1 vrednosti za ΔZ pri promeni pritiska za 1 mb. Prema vrednostima datim u ovoj tabeli vidi se da u blizini morskog nivoa dinamički stupanj varira između 6,7 i 9,2 gpm. Kao što je već pomenuto, zbog smanjenja pritiska, dinamički barski stupanj sa visinom raste. Tako u sredini troposfere za $p=500$ mb i kolebanje temperature u granicama od —30° do +10°C veličina dinamičkog stupnja varira u granicama od 14,2 do 16,6 gpm.

Tabela 1.12.1. — *Veličina* ΔZ *u* gpm *za* δp = 1 mb

Temperatura		Pritisak (mb)					
°K	°C	960	980	1000	1020	1040	1060
243	—30	7,4	7,3	7,1	7,0	6,8	6,7
253	—20	7,7	7,6	7,4	7,3	7,1	7,0
263	—10	8,0	7,9	7,7	7,6	7,5	7,3
273	0	8,3	8,2	8,0	7,8	7,7	7,5
283	+10	8,6	8,5	8,3	8,1	8,0	7,8
293	+20	8,9	8,8	8,6	8,4	8,3	8,1
303	+30	9,2	9,1	8,9	8,7	8,5	8,2

Kada nam je poznat dinamički barski stupanj i pritisak na nivou mora, lako se može izračunati apsolutni geopotencijal bilo koje bliske izobarske površine. Tako, npr., ako želimo da nađemo visinu izobarske površine p u geopotencijalnim

metrima, potrebno je da uzmemo razliku između pritiska na morskom nivou p_o i izobarske površine p, pa zatim tu razliku da pomnožimo sa dinamičkim stupnjem ΔZ. Odnosno, visina izobarske površine Z_p izražava se po formuli

$$Z_p = (p_o - p)\, \Delta Z.$$

Kada je razlika $(p_o - p)$ dosta velika, treba uzeti srednju vrednost dinamičkog stupnja.

Dinamički barski stupanj najčešće se koristi za izračunavanje apsolutnog geopotencijala izobarske površine 1000 mb. Ovo izračunavanje se vrši po formuli

$$Z_{1000} = (p_o - 1000)\, \Delta Z,$$

gde je p_o izraženo u milibarima. Za tačnija izračunavanja vrednost za ΔZ se uzima iz tabele 1.12.1, a za približna izračunavanja zadovoljava vrednost $\Delta Z = 8$ gpm.

Vrednost dinamičkog stupnja u prizemnom sloju vrlo malo se menja, pa se polje geopotencijala Z_{1000} skoro podudara sa prizemnim poljem pritiska. Izohipse AT_{1000} mb imaju, u stvari, skoro isti oblik kao i izobare na morskom nivou. Zbog toga prevođenje polja pritiska na morskom nivou u polje geopotencijala 1000 mb površine praktično se vrši tako što se izvrši samo prenumeracija izobara. Ovo se radi tako da se izobara od 1000 mb obeleži sa 0 a za svakih 5 mb dodaje se 4 dekaberka (1 dekaberk=10 gpm). Uz vrednost geopotencijala stavlja se znak + ili — u zavisnosti da li odgovarajuća izobara označava pritisak veći ili manji od 1000 mb. Skala po kojoj se vrši prenumeracija izobara na morskom nivou u izohipse 1000 milibarske površine data je u tabeli 1.12.2.

Tabela 1.12.2. — *Prevođenje izobara na morskom nivou u izohipse* 1000 *mb površine*

Pritisak na morskom nivou	975	980	985	990	995	1000	1005	1010	1015	1020	1025 mb
AT_{1000}mb	—20	—16	—12	—8	—4	0	4	8	12	16	20 gpm

1.13. **Stepen tačnosti analize polja pritiska.** Cilj analize je da što vernije predstavi stvarno stanje pritiska vazduha na određenom nivou. Ako bi postojala merenja u svim tačkama prostora i uz to bila dovoljno tačna, onda problem izvođenja i tačnosti analize ne bi postojao. Tehnika analize bi se sastojala iz povezivanja linijom niza tačaka sa jednakim vrednostima. Ovaj posao bi podjednako dobro mogli da obave analitičari sa malo prakse kao i oni sa mnogo prakse u analizi.

Međutim, prema raspoloživim podacima sada na Zemlji postoji oko deset hiljada sinoptičkih meteoroloških stanica na kojima se vrši merenje pritiska. One redovno šalju podatke meteorološkim centrima gde se vrši analiza i prognoza polja pritiska. Broj od deset hiljada za celu Zemljinu površinu je nedovoljan. Pored toga, raspored stanica je veoma neujednačen. U nekim naseljenim područjima gustina stanica je tolika da se sa zadovoljavajućom tačnošću mogu analizirati i manji modeli barskog polja, kao npr. doline i grebeni. S druge strane, postoje prostrane oblasti, naročito iznad okeana, u kojima u krugu od više stotina kilometara nema nijedna stanica. Zato se sve doskora dešavalo da ponekad veliki barski sistemi kao što su tropski cikloni, pri kojima je polje pritiska jako poremećeno, ostaju neprimećeni više dana. Ovaj problem je u novije vreme rešen osmatranjima sa meteoroloških satelita.

Suočeni sa nedovoljnim brojem podataka, rešenje ovog problema ne možemo tražiti brzim i neograničenim proširenjem mreže stanica. Zato je potrebno da se maksimalno koristimo ostalim pomoćnim sredstvima, koja nam stoje na raspolaganju. Tu na prvom mestu dolaze u obzir metodi interpolacije, ekstrapolacije, logične raspodele i usaglašavanja sa ostalim fizičkim veličinama.

Zamislimo da postoji neka funkcija $F(x)$ nezavisno promenljive x i neka su nam poznate vrednosti te funkcije za n vrednosti nezavisno promenljive x. Poređajmo vrednosti x u niz po njihovoj veličini

$$x_1 < x_2 < x_3 \; .\;.\;.\;.\;.\;.\;.\;.\;.\;.\;.\;. < x_n.$$

Interpolacijom funkcije $F(x)$ naziva se dobijanje vrednosti funkcije u tački koja leži unutar intervala $x_1 \leqslant x \leqslant x_n$ a na osnovu podataka u datim tačkama. Ekstrapolacijom funkcije naziva se dobijanje vrednosti funkcije na osnovu podataka u datim tačkama ali u tački izvan intervala $x_1 \leqslant x \leqslant x_n$, tj. u nekoj tački $x < x_1$ ili $x > x_n$. Ova definicija može da se proširi na funkciju sa više nezavisno promenljivih.

1.14. **Interpolacija u prostoru i vremenu.** Pri analizi polja pritiska broj tačaka u kojima znamo vrednost pritiska toliko je mala da je pravi slučaj da neka izobara prolazi preko tačke sa podatkom. Izobare uglavnom prolaze između tačaka sa podacima. Zbog toga je potrebno da se odredi što tačniji položaj izobare u odnosu na dve tačke sa podacima između kojih ona prolazi. Ovo određivanje se vrši metodom interpolacije. Mogućnosti interpolacije pokazaćemo na jednom primeru.

Posmatrajmo položaj izobarske površine 500 mb prikazan na sl. 1.14.1 u prostoru između tačaka A i B. Na ordinati je predstavljena visina u geopotencijalnim dekametrima a na apscisi rastojanje između tačaka A i B u horizontalnoj ravni. Ako ordinatu podelimo na jedinične intervale visine, tada će se nivoske ravni povučene u označenim intervalima presecati sa izobarskom površinom 500 mb. Presek ovih površina predstavljen je izohipsama jednakih visina i one su na grafiku isprekidanim linijama projektovane na duž AB.

Na grafiku vidimo sledeće karakteristike izobarske površine. Prvo, delovi izobarske površine koji se nalaze na najvećoj i najmanjoj visini imaju mali nagib u odnosu na horizontalnu ravan i maksimalnu krivinu. Drugo, deo sa neznatnom krivinom ima maksimalni nagib prema horizontalnoj ravni.

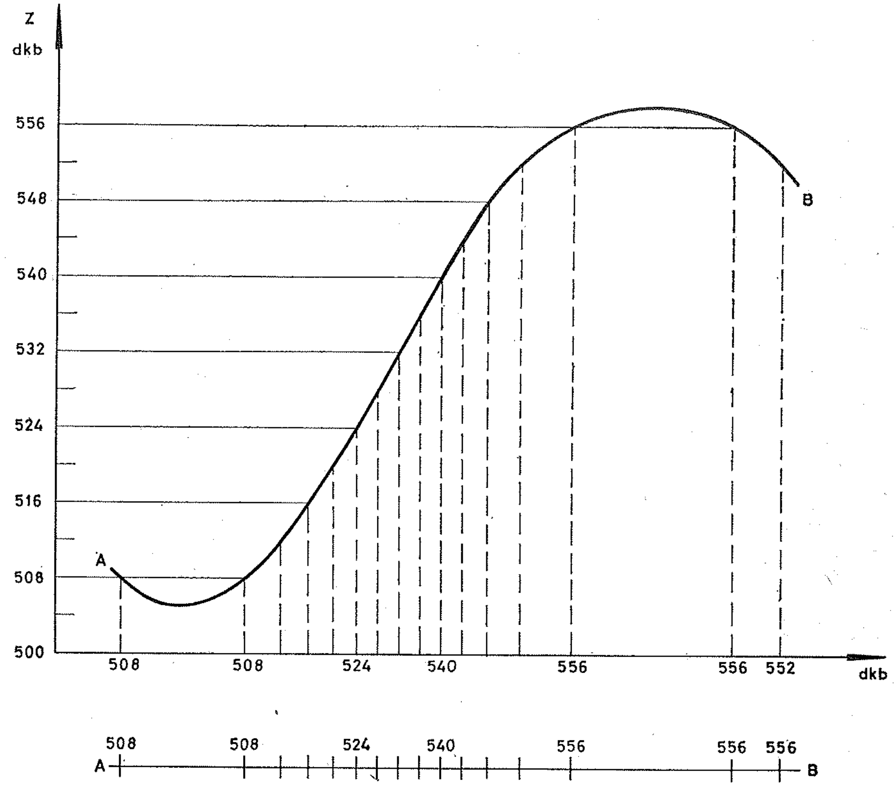
Sa ovim karakteristikama izobarske površine stoji u vezi i gustina izohipsa. Tako u neposrednoj blizini tačaka maksimalne i minimalne visine rastojanje između izohipsa je veliko. Naprotiv, u blizini tačke infleksije, gde je maksimum nagiba izobarske površine, rastojanje između izohipsa je najmanje.

Zbog promene nagiba izobarske površine prema horizontalnoj ravni, rastojanje između izohipsa znatno varira. Iz toga razloga linearna interpolacija daje ponekad veće greške pri određivanju položaja izohipsa između određenih tačaka.

Tačnost interpolisanih vrednosti zavisi u najvećoj meri od veličine i izrazitosti modela u polju pritiska. Na modelima velikih razmera greške su znatno manje nego na modelima manjih dimenzija. Uzimanjem u obzir razlike višeg reda interpolacija bi bila tačnija. Međutim, iz više razloga, a naročito zbog kratkoće vremena, u praksi se koristi približno linearna interpolacija. Pri tome dolazi do izražaja iskustvo koje pomaže da se već letimičnim pogledom preko podataka uoči o kakvom se modelu radi i da se isti što vernije prikaže. Pri tome se koristi analogija sa sličnim modelima analiziranim u oblastima gde ima više podataka.

Interpolacija koja se vrši pri analizi karata apsolutne topografije izvodi se teže nego pri analizi polja pritiska na morskom nivou. Ovo iz razloga što je broj podataka sa kojima se raspolaže na kartama apsolutne topografije za iste oblasti

nekoliko desetina puta manji nego na prizemnoj karti. Da bi se u neku ruku nadoknadio taj nedostatak, pri analizi karata apsolutne topografije koristi se tzv. metod nadgradnje. On se zasniva na vertikalnom prostiranju modela pritiska, a sastoji se iz korišćenja oblika raspodele sa nižeg nivoa. Tako, npr., kad analiziramo kartu AT 850 mb, treba da imamo pred sobom kartu pritiska na morskom nivou, jer svaki izrazitiji model u polju pritiska na morskom nivou odražava se i na izobarskoj površini AT 850 mb. Kad pređemo na analizu AT 700 mb onda treba da posmatramo oblike izobarske površine 850 mb i tako redom do najviše izobarske površine. Na taj način metod nadgradnje pomaže ne samo da se interpolacija izvede sa što manje grešaka, već i da se dobro uoči vertikalna razvijenost sistema pritiska.



Sl. 1.14.1. Ilustracija metoda za interpolaciju duž linije

Vreme je kontinuarna veličina koja nam daje istoriju razvoja pojedinih modela i polja pritiska u celini. Međutim, tehnički nije moguće pratiti i na podesan način predstaviti polje pritiska u svakom momentu. Zbog toga su uvedeni sinoptički termini, tj. tačno određeni časovi u kojima se vrši merenje i osmatranje meteoroloških elemenata za potrebe analize i prognoze vremena. Izmerene vrednosti pritiska u jednom sinoptičkom terminu predstavljene na sinoptičkoj karti daju raspodelu pritiska koja se odnosi na jedan određen momenat vremena iznad cele Zemlje. Sinoptički termini su određeni u zavisnosti od brzine promena meteoroloških elemenata. To znači da vremenski interval između dva uzastopna sinoptička termina ne sme biti toliko velik da se modeli koji su od značaja za vreme i koji su dobro izraženi u jednom terminu ne mogu prepoznati u sledećem. Po međunarodnom sporazumu glavni sinoptički termini su 00, 06, 12 i 18 časova po Greenwichu ili 01, 07, 13 i 19

časova po srednjoevropskom vremenu. Prema tome, interval vremena između glavnih sinoptičkih termina je 6 časova. Merenje raspodele pritiska na višim nivoima (radiosondaža) vrši se uglavnom svakih 12 časova, i to u 01 i 13 časova po srednjoevropskom vremenu.

Zbog nesavršenosti telekomunikacionih sredstava za razmenu meteoroloških podataka često se dešava da za jedan sinoptički termin ne budu primljeni podaci za neku veću oblast na sinoptičkoj karti. U tom slučaju nije moguće izvršiti analizu stanja u dotičnoj oblasti. Takve praznine bi predstavljale velik nedostatak za arhivu sinoptičkih karata iz koje se može proučavati razvoj pojedinih procesa. Da bi se ovaj nedostatak koliko-toliko umanjio, pristupa se interpolaciji po vremenu.

Interpolacija po vremenu se obično izvodi na taj način što se za vrednost pritiska na određenoj stanici za sinoptički termin u kome nisu primljeni podaci uzima srednja vrednost pritiska dobijena iz jednog termina pre i jednog posle onog za koji nisu primljeni podaci. Dobijene vrednosti se upisuju na odgovarajuća mesta na karti gde nedostaju izmerene vrednosti. Tako smo u mogućnosti da naknadno izvršimo analizu i iznad oblasti za koju nisu primljeni podaci za neki sinoptički termin u određeno vreme i da na taj način upotpunimo stručnu arhivu.

1.15. **Ekstrapolacija u prostoru.** Ako imamo slučaj da nam na poslednjoj karti kojom raspolažemo nedostaju podaci za neku veću oblast i da ne možemo čekati podatke od sledećeg sinoptičkog termina da bi dopunu podataka koji nedostaju izvršili interpolacijom po vremenu, onda se primenjuje metod ekstrapolacije u prostoru. Za razliku od interpolacije po vremenu, gde se traži vrednost u tački između dveju postojećih vrednosti, ekstrapolacija u prostoru se primenjuje tako što se vrednosti u nekoj oblasti bez podataka mogu odrediti ako se raspolaže sa podacima u susednoj oblasti. Ovaj metod se često primenjuje na obali kontinenata i okeana. Ovo iz razloga što iznad kontinenata postoji relativno gusta mreža meteoroloških stanica dok iznad ogromnih okeanskih površina ima neuporedivo manji broj stanica. Uz to ponekad i sa tih retkih stanica podaci ne stignu na vreme u centre gde se vrši analiza stanja atmosfere. U takvim slučajevima meteorolog-analitičar se ne zadržava na granici kontinenta gde raspolaže sa podacima već proteže analizu i na oblasti van ovih granica gde nema podataka za odgovarajuće meteorološke elemente.

Ekstrapolacija se zasniva na razvijanju funkcije $p=p(s)$ u Taylorov red

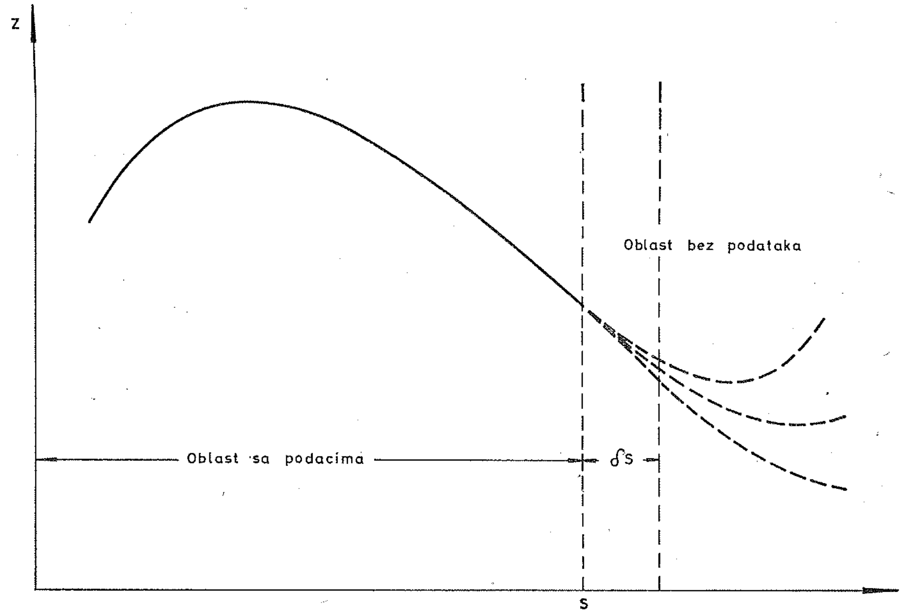
$$p(s+\delta s)=p(s)+\left(\frac{\partial p}{\partial s}\right)_s \delta s+\frac{1}{2}\,\frac{\partial^2 p}{\partial s^2}\,\delta s^2+\cdots \qquad (1.15.1)$$

Tačka s označava poslednju tačku sa podatkom, a δs je priraštaj u pravcu ose s iza te tačke. Takva jedna funkcija je predstavljena na sl. 1.15.1. Kriva $p=p(s)$ predstavlja profil pritiska duž ose s i punom linijom je izvučena do tačke s, koja predstavlja poslednju tačku sa podatkom o pritisku. Pod pretpostavkom da je p kontinuarna funkcija i poznavajući vrednost funkcije u tački s možemo pomoću jednačine (1.15.1) da odredimo vrednost pritiska na rastojanju δs od tačke s.

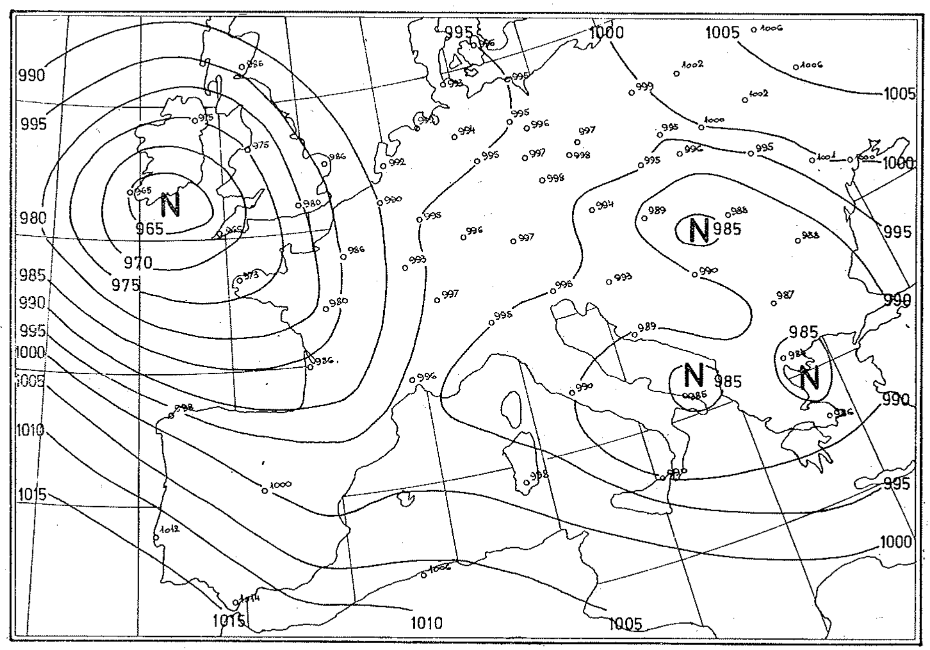
Prema jednačini (1.15.1) vrednost pritiska p u tački $(s+\delta s)$ je funkcija p u s i svih izvoda od p u tački s. Za izvlačenje izobara u tački $(s+\delta s)$ po formuli (1.15.1) izobare mogu da se izvuku na istom rastojanju kao i sa druge strane tačke s gde postoje podaci a zatim da se izvrši korektura položaja prema izvodima višeg reda.

Ovi postupci su donekle slični onima za interpolaciju, ali postoje mnoga ograničenja pa je ekstrapolacija znatno nesigurnija od interpolacije. Neka važnija ograničenja proističu iz uslova kao što su poznavanje funkcije p u tački s i u kratkom intervalu unutar oblasti sa podacima, zatim gustina podataka i tačnosti analize blizu granice oblasti sa podacima, razmere modela pritiska i pravilnosti njihovih oblika.

Na sl. 1.15.1 prikazana su tri od velikog broja mogućih oblika, koje može da ima funkcija p u oblasti bez podataka. Svaki od njih je kontinuaran i u nagibu i u krivini sa delom funkcije p levo od tačke s. Prema tome očigledno je da se greška povećava sa odstojanjem od ivice gde prestaju podaci i nije realno očekivati da ekstrapolacija iznad većeg prostora pruži dovoljno pouzdanu analizu.



Sl. 1.15.1. Ilustracija metoda ekstrapolacije u prostoru



Sl. 1.15.2. Primer ekstrapolacije u polju pritiska, 20. januara 1965. u 07 SEV

Jedan primer primene metoda ekstrapolacije u prostoru prikazan je na sl. 1.15.2. Naime, radi se o slučaju od 20. januara 1965. godine kada do određenog vremena nisu bili u sinoptičkom centru primljeni podaci sa Atlantskog okeana već samo sa meteoroloških stanica na kopnu Evrope. Podaci sa kopna primljeni su u mnogo većem broju nego što je to na karti pokazano.

Na osnovu iskustva je poznato da se izobare u prostoru ne lome niti naglo menjaju svoj oblik. Zbog toga analitičar ima pravo da do izvesne mere produži izobare u oblast bez podataka. Ipak, pri tome treba imati u vidu da se ovim postupkom mogu načiniti ozbiljne greške u analizi. Stoga se ovaj metod primenjuje samo u slučajevima kad se raspolaže sa podacima i analizom za datu oblast u prethodnom sinoptičkom terminu. To je bio slučaj i u prikazanom primeru na sl. 1.15.2, pa je metodom ekstrapolacije u prostoru dobijena potpunija slika ciklona iznad istočnih oblasti Atlantskog okeana, što je imalo velikog značaja za prognozu vremena toga dana.

Ekstrapolacija po vremenu zasniva se takođe na razvijanju funkcije p u Taylorov red. Samo u ovom slučaju veličina p pije više posmatrana u funkciji posmatrane koordinate s već vremena t, tj. $p=p(t)$. Ona u stvari daje tendenciju razvoja pritiska u intervalu vremena δt od poslednjeg termina osmatranja unapred, odnosno prognozu budućeg stanja polja pritiska. O tome će biti govora u udžbeniku o prognozi meteoroloških elemenata. Za detaljnije upoznavanje metoda interpolacije i ekstrapolacije preporučuje se takođe knjiga Sauciera (1955).

1.16. **Sistem p i osnovne jednačine dinamike i termodinamike u njemu.** Merenja meteoroloških elemenata u slobodnoj atmosferi (radiosondaže) vrše se u odnosu na vrednost pritiska a ne u odnosu na visinu. Visina se može dobiti posredno, tek pomoću integraljenja jednačine statike. Iz tog razloga, kao i iz razloga koji su diskutovani ranije, horizontalna raspodela meteoroloških elemenata u slobodnoj atmosferi zgodnije se posmatra u odnosu na izobarsku površinu nego u odnosu na horizontalnu ravan.

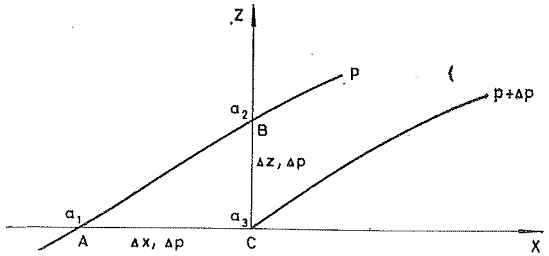
Takvo predstavljanje horizontalne raspodele meteoroloških elemenata ne olakšava samo praktične postupke već često i teorijsko razmatranje karakteristika raspodele čini jednostavnijim. Ako se meteorološke veličine u slobodnoj atmosferi prikazuju kao funkcije pritiska a ne visine, osnovne jednačine dinamike i termodinamike koje se primenjuju u analizi i prognozi vremena takođe dobijaju donekle uprošćeniji oblik. Iz toga razloga norveški meteorolog Eliassen (1949) je uveo koordinatni sistem kod koga je uspravna koordinata z (visina) zamenjena koordinatom p (pritisak).

Za razliku od koordinatnog sistema x, y, z, u kome su koordinate geometrijski fiksne, u sistemu p koordinate x, y označavaju položaj neke tačke projektovan na horizontalnu ravan, a pritisak p označava njen položaj u prostoru duž vertikalne ose. Izvodi neke funkcije u horizontalnom pravcu u sistemu p predstavljaju razlike između vrednosti funkcije u dvema tačkama na nekoj izobarskoj površini u odnosu na odgovarajuće razlike između tih tačaka projektovanih na horizontalnu ravan. Izvod promenljive u vertikalnom pravcu predstavlja njen izvod po pritisku i usmeren je duž vertikalne ose.

U ovako definisanom koordinatnom sistemu, u kome ose x i y leže na nekoj izobarskoj površini, a pritisak predstavlja vertikalnu osu, površine paralelne ravnima x,p i y,p su geometrijski fiksne. Međutim, površine koje su paralelne površini koju čine ose x,y su pokretne. Ovde je p nezavisno promenljiva dok visina z neke određene izobarske površine postaje zavisno promenljiva. U skladu sa tim vertikalna

brzina delića koja u sistemu z (sistem x, y, z, t) je data sa $w=\frac{dz}{dt}$ biće u sistemu p (sistem x, y, p, t) zamenjena totalnim diferencijalom pritiska, tj. sa $\omega=\frac{dp}{dt}$.

Transformacija izvoda neke funkcije iz sistema z u sistem p prikazana je na sl. 1.16.1. Tu je prikazan presek ravni x,z sa izobarskim površinama p i $p + \Delta p$. Neka a_1 i a_2 predstavljaju vrednosti neke funkcije u tačkama A i B na izobarskoj površini p. Neka je, dalje, a_3 vrednost funkcije u tački C, koja leži u istoj horizontalnoj ravni kao i A, a u istoj vertikalnoj ravni kao i tačka B. Ako su priraštaji Δx, Δz i Δp vrlo mali, onda imamo sledeću jednakost



Sl. 1.16.1. Geometrijska veza između sistema z i p

$$\left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_z=\frac{a_3-a_1}{\Delta x}=\frac{a_2-a_1}{\Delta x}+\frac{a_3-a_2}{\Delta x}=\frac{a_2-a_1}{\Delta x}+\frac{a_3-a_2}{\Delta p}\cdot\frac{\Delta p}{\Delta x}. \quad (1.16.1)$$

Prelazeći na granične vrednosti, kad priraštaji postaju infinitezimalno mali, imamo da je

$$\frac{a_2-a_1}{\Delta x}=\left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_p \quad \frac{a_3-a_2}{\Delta p}=\frac{\partial a}{\partial p} \quad \frac{\Delta p}{\Delta x}=\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_z.$$

Indeksi z i p označavaju koja promenljiva je konstanta u toku diferenciranja. Zamenom dobivenih izraza u (1.16.1) dobijamo

$$\left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_z=\left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_p+\frac{\partial a}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_z.$$

Na isti način se može pokazati da se transformacijom koordinate y dobija

$$\left(\frac{\partial a}{\partial y}\right)_z=\left(\frac{\partial a}{\partial y}\right)_p+\frac{\partial a}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_z.$$

Tako smo došli do operatora za transformaciju izvoda u pravcu horizontalnih osa,

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_z=\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_p+\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_z. \quad (1.16.2)$$

Ovaj isti operator važi i za vreme t.

Za vertikalnu osu, pošto je $z=z(p)$, dobija se

$$\frac{\partial a}{\partial z}=\frac{\partial a}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial z} \quad \text{odnosno} \quad \frac{\partial}{\partial z}=\frac{\partial p}{\partial z}\frac{\partial}{\partial p} \quad (1.16.3)$$

ili pomoću jednačine statike

$$\frac{\partial}{\partial z}=-g\varrho\frac{\partial}{\partial p}.$$

Pomoću ovih operatora možemo transformisati izvode iz sistema z u sistem p i obratno. Iz operatora se vidi na kakav način utiče nagib izobarske površine na horizontalnu promenu neke veličine računate u nivoskoj ravni i na izobarskoj površini.

Napišimo sad jednačine kretanja u sistemu p. Komponenta jednačine kretanja u pravcu ose x u razvijenom obliku u sistemu z je

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}=-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}+fv. \quad (1.16.4)$$

Ako sada koristimo operatore (1.16.2) i (1.16.3) za transformaciju izvoda u jednačini kretanja, imamo

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_z=\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_p+\frac{\partial u}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_z$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_x=\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_p+\frac{\partial u}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_z$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_z=\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_p+\frac{\partial u}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_z$$

$$\frac{\partial u}{\partial z}=\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial z}.$$

Posle zamene u jednačini (1.16.4) sledi

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}\right)_p+\frac{\partial u}{\partial p}\left(\frac{\partial p}{\partial t}+u\frac{\partial p}{\partial x}+v\frac{\partial p}{\partial y}+w\frac{\partial p}{\partial z}\right)_z=-\frac{1}{\varrho}\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)+fv. \quad (1.16.5)$$

Članovi u drugoj zagradi predstavljaju individualnu promenu pritiska za koju smo već rekli da u sistemu p predstavlja vertikalnu brzinu delića, tj. $\omega=\frac{dp}{dt}$. Ako u operator (1.16.2) kao funkciju stavimo geopotencijal Z dobićemo da je

$$\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}=g\frac{\partial z}{\partial x}.$$

Kad ove zamene uvrstimo u jednačinu (1.16.5), imamo

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial p}=-g\frac{\partial z}{\partial x}+fv, \quad (1.16.6)$$

gde su indeksi p izostavljeni.

Analogno ovome druga jednačina kretanja će biti

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial p}=-g\frac{\partial z}{\partial y}-fu.$$

Ove dve jednačine možemo jednostavnije pisati u obliku jedne vektorske jednačine u sistemu p

$$\left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t}\right)_p+u\left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial x}\right)_p+v\left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y}\right)_p+\omega\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p}+\mathbf{k}\times f\mathbf{v}+g\nabla_p z=0.$$

Smatrajući silu Zemljine teže g konstantnom za veći deo atmosfere vidimo da je sila horizontalnog gradijenta pritiska (za jedinicu mase) proporcionalna gradijentu visine izobarske površine. Određivanje gradijenta visine izobarske površine je veoma jednostavno, dok je izračunavanje gustine ϱ vrlo zametan posao. Pored ostalog to čini primenu jednačine kretanja u sistemu p praktičnijom.

Pogledajmo sad kakav će oblik imati jednačina kontinuiteta u sistemu p. Najpre ćemo jednačinu kontinuiteta u sistemu z napisati u razvijenom obliku

$$\frac{\partial\varrho}{\partial t}+u\frac{\partial\varrho}{\partial x}+v\frac{\partial\varrho}{\partial y}+w\frac{\partial\varrho}{\partial z}+\varrho\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}\right)=0.$$

Za dalja razmatranja ovu jednačinu je zgodno napisati u vektorskom obliku

$$\left(\frac{\partial\varrho}{\partial t}\right)_z+\boldsymbol{v}\cdot\nabla_z\varrho+\frac{\partial}{\partial z}(\varrho w)+\varrho\nabla_z\cdot\boldsymbol{v}=0.$$

Zamenom ϱ iz jednačine statike dobijamo

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_z+\frac{\partial}{\partial z}(\boldsymbol{v}\cdot\nabla_z p)+\frac{\partial}{\partial z}\left(w\frac{\partial p}{\partial z}\right)+\frac{\partial p}{\partial z}\nabla_z\cdot\boldsymbol{v}-\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial z}\cdot\nabla_z p=0. \quad (1.16.7)$$

Uzimajući u obzir operator za transformaciju vertikalne koordinate iz sistema z u sistem p $\frac{\partial}{\partial z}=\frac{\partial p}{\partial z}\frac{\partial}{\partial p}$, možemo izvršiti zamenu $\frac{\partial}{\partial z}$ u prva tri člana jednačine (1.16.6). Posle podele cele jednačine sa $\frac{\partial p}{\partial z}$ jednačina (1.16.7) izgleda

$$\frac{\partial}{\partial p}\left[\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_z+\boldsymbol{v}\cdot\nabla_z p+w\frac{\partial p}{\partial z}\right]+\nabla_z\cdot\boldsymbol{v}-\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\cdot\nabla_z p=0. \quad (1.16.8)$$

Izrazi u zagradi predstavljaju totalni diferencijal od p, koji kako je već rečeno, predstavlja vertikalnu komponentu brzine ω u sistemu p. Primenom operatora za prelaz iz sistema z u sistem p na vektor horizontalne brzine $\boldsymbol{v}$ dobijamo

$$\nabla_z\cdot\boldsymbol{v}=\nabla_p\cdot\boldsymbol{v}+\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\cdot\nabla_z p.$$

Odavde vidimo da članove van zagrade u jednačini (1.16.8) možemo zameniti sa izrazom $\nabla_p\cdot\boldsymbol{v}$. Posle ovih zamena jednačina kontinuiteta dobija konačan oblik u sistemu p

$$\frac{\partial\omega}{\partial p}+\nabla_p\cdot\boldsymbol{v}=0.$$

Ostale važnije jednačine koje čine sistem jednačina potrebnim za analizu i prognozu vremena imaju oblik u sistemu p

$$\frac{\partial z}{\partial p}=-\frac{\alpha}{g} \quad (1.16.9)$$

$$\left(\frac{\partial\Theta}{\partial t}\right)_p+\boldsymbol{v}\cdot\nabla_p\Theta+\omega\frac{\partial\Theta}{\partial p}=0.$$

$$p\alpha=RT \quad (1.16.10)$$

$$\Theta=T\left(\frac{p_0}{p}\right)^k. \quad (1.16.11)$$

Ovde je zanemareno dovođenje toplote, Θ je potencijalna temperatura, a $k=R/c_p$. U ovom sistemu od sedam skalarnih jednačina imamo sedam zavisno promenljivih, i to: u, v, ω z, Θ, α, i T i četiri nezavisno promenljive: x, y, p i t. Izvođenje osnovnih jednačina dinamike i termodinamike u sistemu p može se naći i u knjizi Hessa (1959), a na našem jeziku u skriptama Đurića (1961).

LITERATURA

Č a d e ž, M., 1959: *Uvod u dinamičku meteorologiju*. I deo, *osnovi dinamičke meteorologije*. Beograd, Savez studenata Prir. mat. fak., 288;

Đ u r i ć, D., 1961: *Dinamički osnovi za predviđanje vremena*. Beograd, Prirodno-matematički fakultet, Meteorološki zavod, 101;

E l i a s s e n, A., 1949: *The quasi-static equations of motion with pressure as independent variable*. Geof. Publ. 17 (3), 44;

H e s s, S. L. 1959: *Introduction to Theoretical Meteorology*. New York, Holt, Rinehart and Winston, 362;

H o l m b o e, J. — F o r s y t h e, G. — G u s t i n, W., 1952: *Dynamic Meteorology*. New York — London;

P e t t e r s s e n, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. Second edition, Vol. I. New York — Toronto — London, (McGraw-Hill), 428;

P o g o s j a n, H. P., 1959: *Obščaja cirkulacija atmosferi*. Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, Lenjingrad, 260;

S a u c i e r, W. J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis*. Chicago, Univ. Press, 438;

GLAVA 2

TOPLOTNO STANJE ATMOSFERE

2.1. **Mere toplotnog stanja atmosfere.** Toplotno stanje atmosfere izražava se raznim meteorološkim temperaturama. Tu na prvom mestu dolazi temperatura vazduha T koja se dobija suvim termometrom u meteorološkom zaklonu ili u slobodnoj atmosferi pomoću radiosondaže.

Druga mera izražavanja toplotnog stanja atmosfere je virtuelna temperatura T_v koju bi trebalo da ima suvi vazduh pa da ima isti pritisak i gustinu kao i vlažan vazduh. Ona je data obrascem

$$T_v = T\,(1 + 0{,}608\,q),$$

gde je T apsolutna temperatura vlažnog vazduha a q specifična vlažnost vazduha.

Pošto se temperatura delića menja pri adijabatskim procesima u atmosferi, to je uvedena veličina koja predstavlja toplotno stanje delića a ne zavisi od adijabatskih procesa. Takva veličina je nazvana potencijalnom temperaturom Θ. To je po definiciji ona temperatura koju bi vazduh dobio kad bi bio doveden suvoadijabatski pod normalan pritisak od 1000 mb, i po obrascu je

$$\Theta = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{R}{cp}}.$$

Da bi se uzela u obzir promena temperature koja može biti prouzrokovana kondenzacijom vodene pare u vazduhu uvedena je nova veličina koja je nazvana ekvivalentnom temperaturom T_e. To je, u stvari, konzervativna veličina i označava temperaturu koju bi imao suvi vazduh kad bi pri konstantnom pritisku primio svu latentnu toplotu koju taj delić sadrži. Ekvivalentna temperatura je, prema tome, data izrazom

$$T_e = T + \frac{L}{cp}\,r,$$

gde je r odnos smese suvog vazduha i vodene pare, a L toplota kondenzacije jedinice mase.

Rossby je dao drugu definiciju za T_e, koja se odnosi na zasićena i nezasićena stanja atmosfere. Po njegovoj definiciji ekvivalentna temperatura (Petterssen je zove »pseudo-ekvivalentna«) je ona temperatura koju bi delić vazduha imao ako bi mu najpre snižavali pritisak sve dok se ne kondenzuje sva vodena para koju delić

sadrži a zatim ga ponovo suvoadijabatski doveli pod prvobitni pritisak. Ovako definisana ekvivalentna temperatura je data izrazom

$$T_E = T \cdot e_{cp}^{\frac{Lr}{T}}.$$

Ovde simbol e označava osnovu prirodnih logaritama.

Vrlo često se ukazuje potreba za kombinovanim izrazima navedenih veličina. Tako će virtuelno-potencijalna temperatura biti

$$\Theta_v = T_v\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{R}{cp}} = \Theta\,(1 + 0{,}608\,q).$$

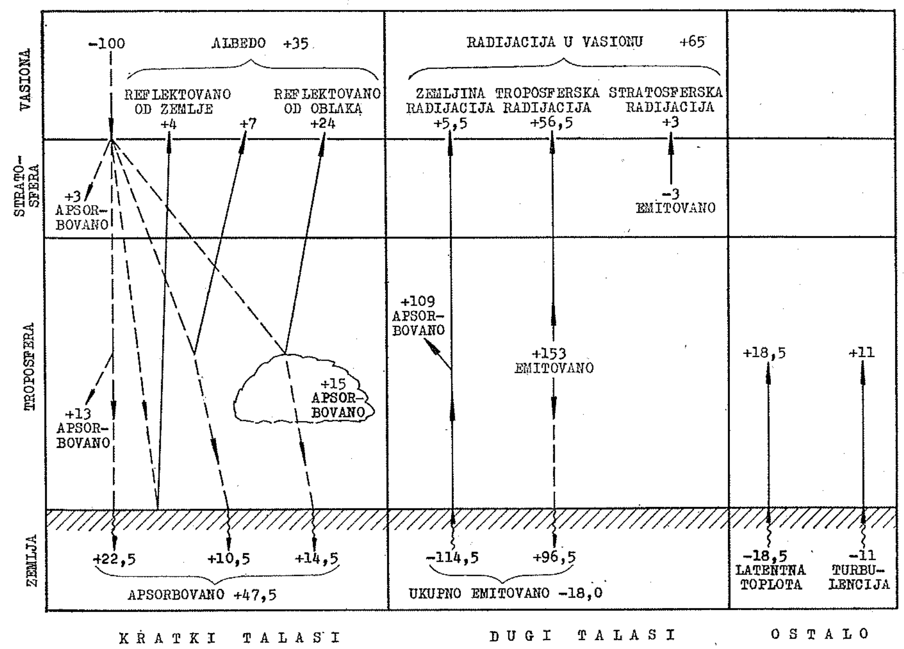
Slično ekvivalentno-potencijalnu temperaturu dobijamo izrazom

$$\Theta_E = \Theta \cdot e_{cp}^{\frac{br}{T}}.$$

Izvođenje ovih obrazaca i potpuniji opis veličina toplotnog stanja atmosfere mogu se naći u udžbeniku Čadeža (1959) i Petterssena (1956).

2.2. **Bilans toplotnog zračenja u atmosferi.** Sva kretanja vazduha i skoro sve značajnije pojave u atmosferi odvijaju se zahvaljujući toplotnoj energiji koja neposredno ili posredno dospeva u atmosferu Zemlje. Glavni izvor toplote je Sunce, dok su ostali izvori toplote za Zemljinu površinu i atmosferu praktično beznačajni jer, daju manje od 1% ukupne količine toplote koja dolazi sa Sunca.

Kvantitativni prikaz transformacije toplotne energije u atmosferi i na Zemljinoj površini koja dolazi sa Sunca kratkotalasnim zračenjem, dat je na sl. 2.2.1. Radi



Sl. 2.2.1. Šematski prikaz bilansa zračenja po Londonu (Hess, 1959)

ilustracije tog prikaza zamislimo jedinicu površine od 1 cm^2 koja stoji normalno na Sunčeve zrake, a nalazi se udaljena od Sunca onoliko koliko iznosi srednje odstojanje Zemlje od Sunca. Na tu jedinicu površine u svakom minutu dospeva 2 gcal toplote. Ta količina energije se zove solarna konstanta. Ista količina toplotne energije dospeva na jedinicu površine diska πR^2 kojim je prekinut snop Sunčevih zrakova, a koji predstavlja presek Zemlje; R je Zemljin poluprečnik. Ukupna energija koja dospeva na površinu diska raspoređuje se na sfernu površinu $4\pi R^2$. Prema tome na gornju granicu atmosfere u svakom minutu na 1 cm^2 dospeva prosečno 0,5 gcal toplote, što u toku jedne godine za celu Zemlju iznosi oko 270 kcal. Ako se ova ukupna količina toplote koja u proseku dospe na gornju granicu atmosfere označi kao 100, onda će raspored te količine u atmosferi i na Zemljinoj površini biti sledeći:

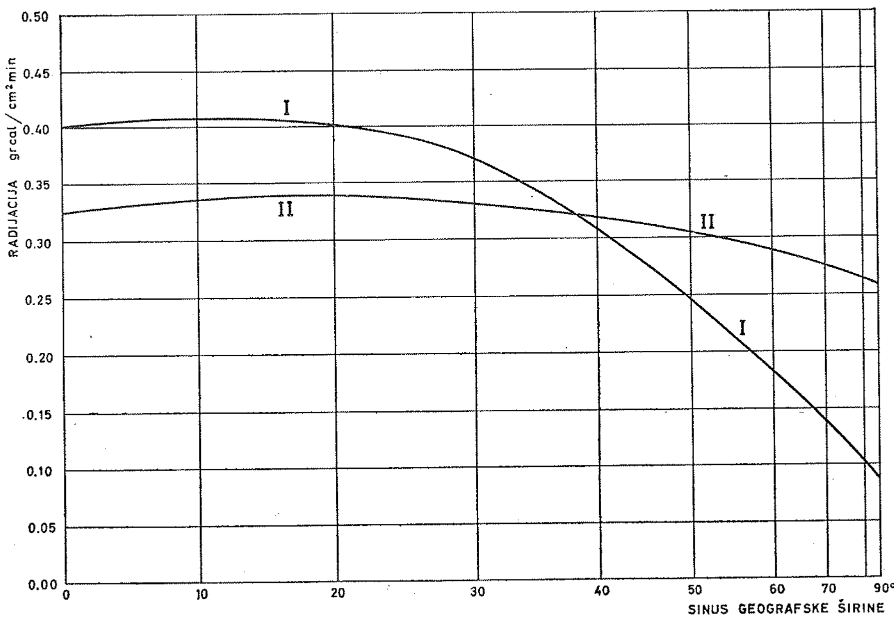
Prilikom prolaska kroz stratosferu od ozona biva apsorbovano 3% Sunčevog kratkotalasnog zračenja. Pri prolasku kroz troposferu biva apsorbovano 13%, i to uglavnom od vodene pare i prašine. Od preostale količine Sunčevog kratkotalasnog zračenja koja dospe do Zemljine površine biva na njoj apsorbovano 22,5%. Od atmosfere, i to uglavnom od oblaka, direktno se reflektuje u vasionu 24%, a od Zemljine površine 4% ukupnog Sunčevog kratkotalasnog zračenja. Međutim, ne reflektuju se svi Sunčevi zraci koji dolaze do oblaka već se 1,5% u oblacima apsorbuje a 14,5% biva upućeno u pravcu Zemljine površine u vidu difuznog zračenja i tamo apsorbovano. Ostatak od 17,5% Sunčevog zračenja biva difuzno rastureno u atmosferi i od toga se 7% vrati u vasionu a 10,5% apsorbuje Zemljina površina. Ako napravimo rekapitulaciju izlazi da atmosfera apsorbuje 17,5%, Zemljina površina 47,5%, a ostatak od 35% reflektuje se u vasionu. Reflektovana količina Sunčevog kratkotalasnog zračenja u iznosu od 35% zove se Zemljin albedo.

Iz podataka o temperaturi je izračunato da je srednja temperatura Zemljine površine 288°K. Po Stefan—Boltzmanovom zakonu zračenja sledi da Zemljina površina, koja zrači približno kao crno telo, treba da odaje dugotalasnim zračenjem više toplote nego što iznosi ukupna količina koja dolazi od Sunca. U odnosu na količinu toplote koja dolazi kratkotalasnim zračenjem od Sunca Zemljina površina emituje 114,5%. Od te količine 109% apsorbuje vodena para i ugljen-dioksid u troposferi a samo 5,5% se izgubi u vasionu. Odavde se vidi da atmosfera zadržava oko 95% terestrijskog zračenja i na taj način igra ulogu staklene bašte. Zbog toga Zemljina površina ima za 33° višu srednju temperaturu nego što bi imala kad ne bi bilo atmosfere i njenog takvog sastava kakav ga ima.

Vodena para i ugljen-dioksid u troposferi emituju u proseku 153% u odnosu na količinu toplote primljene od Sunca. Od toga 96,5% apsorbuje Zemljina površina, a 56,5% se gubi u vasionu. Napred smo videli da Zemljina površina emituje 114,5% a vraća joj se nazad 96,5%. Prema tome, Zemljina površina gubi dugotalasnim zračenjem 18% a dobija apsorpcijom kratkotalasnog zračenja od Sunca 47,5%. S obzirom na to pojavljuje se razlika od 29,5%. Kad ne bi bilo drugih načina odavanja toplote, ova razlika toplote bi se akumulirala u Zemljinoj površini. To bi dovelo do porasta njene temperature, i to do one vrednosti za koju bi emitovana količina toplote bila jednaka apsorbovanoj. Međutim, ovu razliku od 29,5% toplote Zemljina površina odaje, i to 18,5% u obliku latentne toplote koja se prenosi u atmosferu isparavanjem vodene pare na Zemljinoj površini, a 11% se prenosi putem turbulentnog mešanja.

Za pojave u atmosferi od naročitog značaja je horizontalna raspodela toplote na Zemljinoj površini kao i u atmosferi. To možemo razmotriti na taj način što ćemo zamisliti vertikalan stub atmosfere jediničnog preseka (1 cm^2) koji se proteže od Zemljine površine do gornje granice atmosfere. U bilansu zračenja tog stuba prihod se sastoji od Sunčevog zračenja koje upije površina Zemlje i atmosfera, a rashod od dugotalasnog izračivanja podloge Zemljine površine i atmosfere u vasionu. Iznos

primljene i emitovane količine toplote u zavisnosti od geografske širine računat na ovaj način prikazan je na sl. 2.2.2. Iz slike se vidi da je bilans zračenja Zemljina površina — atmosfera pozitivan u oblasti od ekvatora do 38° geografske širine, a dalje prema polovima ovaj bilans zračenja je negativan. Višak toplotne energije koju Zemljina površina i atmosfera izrače u višim geografskim širinama nadoknađuje se prenosom toplote od ekvatora prema polovima putem strujanja odnosno turbulencije.



Sl. 2.2.2. Iznos primljene i odate toplote od Zemljine površine po geografskim širinama (Willett i Sanders, 1959)

2.3. **Vertikalna raspodela temperature.** Vertikalna raspodela temperature u atmosferi je prvenstveno funkcija zagrevanja atmosfere od Zemljine površine i direktnog upijanja Sunčevog zračenja. Pojedini slojevi vazduha u atmosferi imaju tako izrazite temperaturske karakteristike da struktura atmosfere predstavlja njeno karakteristično svojstvo. Zbog toga je i podela atmosfere na osnovne slojeve: troposferu, stratosferu, jonosferu i egzosferu izvršena prema raspodeli temperature sa visinom.

Troposfera je najniži sloj atmosfere po ovoj podeli i u njoj temperatura opada sa visinom. Opadanje temperature odnosno vertikalni gradijent temperature u proseku ovde iznosi 6—7°C na 1 km visine. Međutim, ovaj pad temperature sa visinom nije jednak u svim delovima troposfere. Prema detaljnijoj analizi vertikalnog gradijenta temperature troposferu možemo podeliti u podslojeve, i to na najniži, srednji i gornji sloj troposfere.

Najniži sloj troposfere ili pogranični sloj, proteže se od Zemljine površine do 1—1,5 km. U ovom slučaju zbog velikog uticaja Zemljine površine vertikalni gradijent temperature se jako menja sa visinom. Ove promene su kako periodične tako i neperiodične. Tako, npr. leti u toku dana vertikalni gradijent temperature približava se suvoadijabatskom. Naprotiv, u toku noći, a zimi i u toku dana, zbog izračivanja Zemljinog tla on se jako smanji, a često bude i negativan, tj. dolazi do obrazovanja inverzije. Prosečna dnevna vrednost vertikalnog gradijenta temperature u pograničnom sloju iznosi 3—4°C na 1 km.

Srednji sloj troposfere proteže se od 1—1,5 do 5—6 km. U njemu je vertikalni gradijent temperature postojaniji i iznosi 5—6°C na 1 km.

Gornji sloj troposfere počinje od 5—6 km i proteže se do donje granice stratosfere. U njemu vertikalni gradijent temperature dostiže najvišu vrednost od 7 do 8°C na 1 km i ima najmanje kolebanje sa vremenom. Na gornjoj granici troposfere javlja se veoma tipična osobina raspodele temperature sa visinom. Ona se sastoji u tome što se pad sa visinom na određenoj visini počne smanjivati, a zatim se dalje temperatura ne menja ili neznatno raste sa visinom. Ovaj sloj se naziva tropopauzom i debljina mu se obično kreće od nekoliko stotina metara do 1—2 km. Prosečna visina tropopauze je u oblasti ekvatora oko 18 km, a sa geografskom širinom se smanjuje tako da iznad polova iznosi 7—8 km.

Iznad tropopauze prostire se drugi osnovni sloj atmosfere — stratosfera. U stratosferi, od tropopauze do visine 30—35 km, karakteristična je izotermija.

Najviši slojevi atmosfere — jonosfera i egzosfera odlikuju se znatnom promenom temperature u vertikalnom pravcu. Međutim, prema današnjim saznanjima vlada mišljenje da termička struktura tih slojeva zbog male gustine nema, bar u kraćim intervalima vremena, bitnog uticaja na vreme i stanje fizičkih elemenata u nižim slojevima atmosfere. Zato o termičkoj strukturi jonosfere i egzosfere ovde neće biti više govora.

2.4. **Horizontalna raspodela temperature.** Na sl. 2.2.2 pokazana je neravnomerna raspodela Sunčevog zračenja na Zemljinoj površini. Smanjenje priliva toplote od Sunca sa geografskom širinom ogleda se u razlici temperature između ekvatora i polova. Usled ove temperaturske razlike uspostavlja se cirkulacija vazduha između nižih i viših geografskih širina koja doprinosi izravnavanju te razlike.

Kad bi Zemljina površina bila fizički homogena, prosečna temperatura u atmosferi bi zavisila samo od nadmorske visine i geografske širine. U tom slučaju izoterme srednje temperature na određenom nivou poklapale bi se sa uporednicima, tj. raspodela srednje temperature bila bi čisto zonalna. Međutim, zbog razlike u fizičkim osobinama Zemljine površine ova zonalna raspodela je prilično narušena. Ipak, uprkos znatne poremećenosti, opšte crte zonalne raspodele se lako uočavaju. Da bismo proučili bitnije karakteristike raspodele srednje temperature na Zemljinoj površini zgodno je da se izvrši izračunavanje srednjih osmotrenih vrednosti temperature duž uporednika.

Prema izračunatim srednjim vrednostima temperature za mesece januar i jul, kao i prema srednjim godišnjim vrednostima duž uporednika uočavaju se, između ostaloga, sledeće karakteristike:

Najtoplije nije na ekvatoru već prema srednjim godišnjim vrednostima, na oko 10°N geografske širine. Ova geografska širina sa najvišom temperaturom naziva se termički ekvator. Termički ekvator se u toku godine pomera, ali ostaje uvek na severnoj hemisferi. U toku januara on ima najjužniji položaj i tada se sasvim približi geografskom ekvatoru, a u toku jula pomeri se na sever do oko 20°N geografske širine.

Najniže vrednosti srednje godišnje temperature osmotrene su u blizini polova. U oblasti južnog pola zabeležena je za nekoliko stepeni niža srednja godišnja temperatura nego u oblasti severnog pola.

Druga karakteristika horizontalne raspodele temperature je nejednako kolebanje temperature u toku godine. Tako temperatura u ekvatorskom pojasu koleba sasvim neznatno dok promena u oblasti polova iznosi nekoliko desetina stepeni. Razlika temperature između ekvatora i polova je u toku zime oko dva puta veća nego u toku leta. Za ilustraciju možemo navesti i brojne vrednosti. Tako, npr. razlika temperature vazduha na nivou mora između termičkog ekvatora i polova iznosi na

severnoj hemisferi u julu oko 29°, a u januaru oko 67°C. Na južnoj hemisferi u januaru (leto) razlika temperature iznosi oko 40°, a u julu (zima) oko 76°C.

Niža temperatura na južnom polu u toku zime u odnosu na severni pol objašnjava se činjenicom da se južni pol nalazi na kopnu i na većoj nadmorskoj visini, dok se severni nalazi na okeanu.

Takođe razlika u temperaturskom režimu južne i severne hemisfere objašnjava se nejednakom raspodelom kopnenih i vodenih površina. Kopnena površina na severnoj hemisferi iznosi oko 39% ukupne površine hemisfere, a na južnoj hemisferi samo 19%. Ovakva raspodela kopna i mora uslovljava da je u toku leta temperatura vazduha na severnoj hemisferi viša nego na odgovarajućoj geografskoj širini južne hemisfere (uključujući i polove).

Za upoznavanje horizontalne raspodele temperature u atmosferi značajno je još razmotriti horizontalno prostiranje tropopauze. Visina tropopauze iznad većih oblasti uglavnom zavisi od geografske širine i godišnjeg doba. U proseku visina tropopauze se smanjuje sa porastom geografske širine. U ekvatorijalnoj oblasti ona se nalazi na visini 16—18 km, u umerenim širinama 10—11 km, u polarnoj oblasti 8—9 km, a iznad Antarktika 7—8 km. Promena visine tropopauze od juga ka severu je postepena izuzev u pojasu 30—40° geografske širine, gde se uočava nagla promena.

U umerenim geografskim širinama vidan je i godišnji hod visine tropopauze. Godišnja amplituda obično iznosi 1—2 km. Najvišu visinu tropopauza ima krajem leta i početkom jeseni a najnižu krajem zime i početkom proleća.

Značajna je i uska veza između visine i temperature tropopauze. U proseku, što je veća visina tropopauze, to je niža njena temperatura. Tako, npr. najveću visinu tropopauza dostiže leti iznad ekvatorskih oblasti i tada tu njena temperatura iznosi —70 do —80°C. U isto vreme najnižu visinu tropapauza ima iznad polarnih oblasti sa temperaturom —40 do —50°C. Značajan prilog poznavanju termičke strukture troposfere i osnovnih karakteristika tropopauze predstavlja rad Defanta (1958), koji je pored novog metoda razmatranja uneo i nove poglede na ovaj problem.

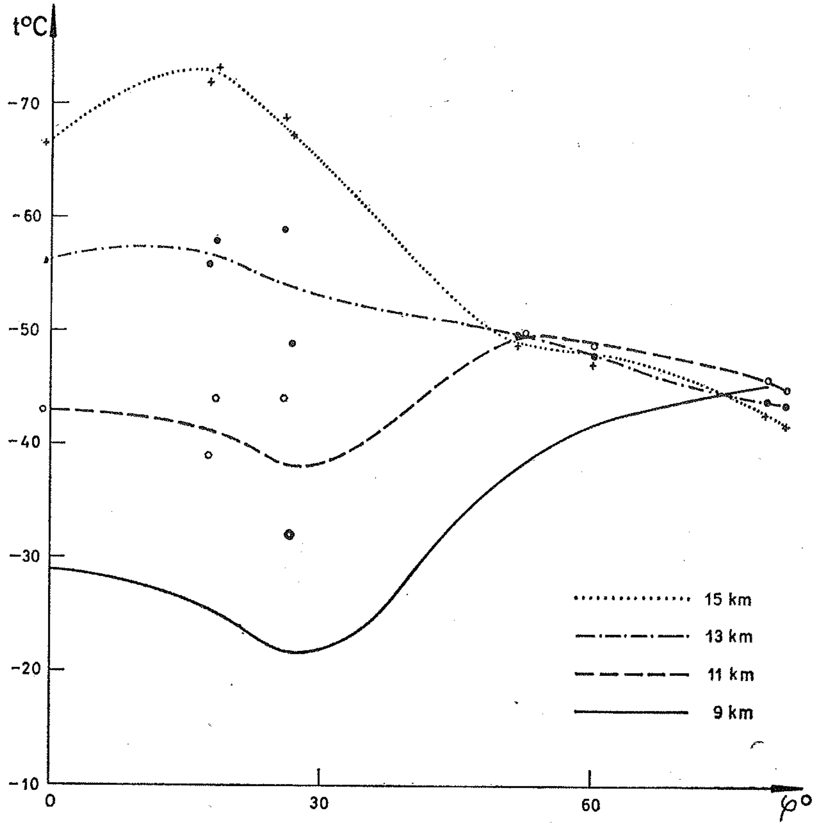
Napred smo razmatrali horizontalnu raspodelu temperature na morskom nivou i u oblasti tropopauze, tj. na donjoj i gornjoj granici troposfere. Međutim, ako želimo da prikažemo horizontalnu raspodelu temperature cele troposfere, onda treba na sličan način kao za morski nivo da izračunamo srednje vrednosti po uporednicima za razne slojeve i razne visine u troposferi. Tako dobijene vrednosti omogućuju nam da posmatramo raspodelu srednje temperature u meridionalnoj ravni. Ovakav meridionalni presek polja temperature pokazuje u osnovi iste karakteristike kao i horizontalna raspodela temperature na morskom nivou. To jest, horizontalni gradijent temperature je usmeren prema polovima i zimi je dvostruko veći nego leti.

Izotermne površine u tropskom pojasu su skoro vodoravne i među sobom paralelne, što znači da horizontalni gradijent temperature u ovom pojasu ili ne postoji ili je blizak nuli. Tek od 20° geografske širine zimi i od 30° geografske širine leti počinje veći pad izotermnih površina prema polovima. Najveće vrednosti horizontalnih gradijenata temperature nalaze se u toku zime u pojasu između 25—40° geografske širine. Dalje od ovog pojasa prema polovima vrednost horizontalnih gradijenata temperature se nešto smanjuje.

Od posebnog je značaja horizontalna raspodela temperature u višim slojevima troposfere. Tako je u toku leta na visini većoj od 13—15 km horizontalni gradijent temperature usmeren suprotno onome u nižim visinama. Naime, on je usmeren od viših geografskih širina ka nižim — od polova ka ekvatoru. Ova promena smera horizontalnog gradijenta temperature nije nagla već dosta postepena.

Sa sl. 2.4.1 može se uočiti još jedna interesantna osobenost temperature. Na toj slici je sa četiri krive prikazana raspodela temperature sa geografskom širinom

na visinama 9, 11, 13 i 15 km. Krive su nacrtane na osnovu srednjih vrednosti vertikalne raspodele temperature za veći broj mesta, koja se nalaze na raznim geografskim širinama. Važna osobenost koja se uočava na ovoj slici je oblast hladnoće, koja se u blizini pola nalazi na visini od 9 km, a zatim se sa visinom postepeno premešta prema jugu, da bi na visinama većim od 15 km dostigla ekvator.

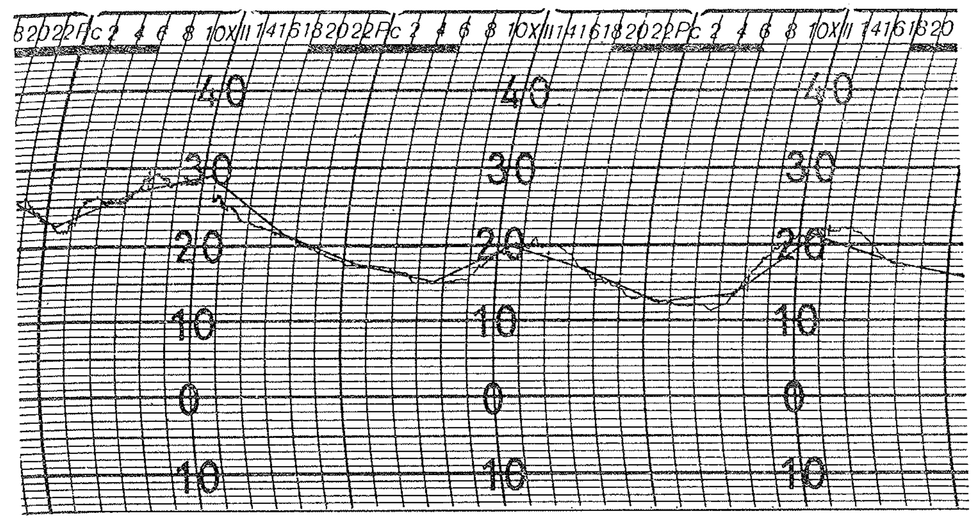


Sl. 2.4.1. Premeštanje jezgara hladnoće sa geografskom širinom (Gandin, Lajhtman, Matvejev, Judin, 1955)

2.5. **Predstavljanje temperature u određenoj tački.** Temperatura je skalarna veličina kao i pritisak vazduha. Zbog toga su metodi predstavljanja temperature u funkciji prostora i vremena, tj. $T=T(x,y,z,t)$ slični metodima predstavljanja pritiska prikazanim u prethodnoj glavi. Prvo ćemo razmotriti najjednostavniji slučaj, a to je lokalna promena temperature u nekoj tački. To znači uzimamo slučaj kada su koordinate prostora x, y i z konstantne, a vreme se menja, tj. posmatramo funkciju $T=T(t)$.

Dijagram na kome imamo predstavljenu lokalnu promenu temperature u nekoj tački je papir sa osama T, t i zove se termogram. Lokalnu promenu temperature predstavljenu na termogramu dobijamo pomoću termografa, instrumenta koji beleži vrednosti temperature u svakom trenutku. Sa termografima su snabdevene sve meteorološke stanice višeg reda.

U nedostatku termografa predstavljanje temperature u funkciji vremena može se dobiti očitavanjem vrednosti temperature na termometru u određenim tre-

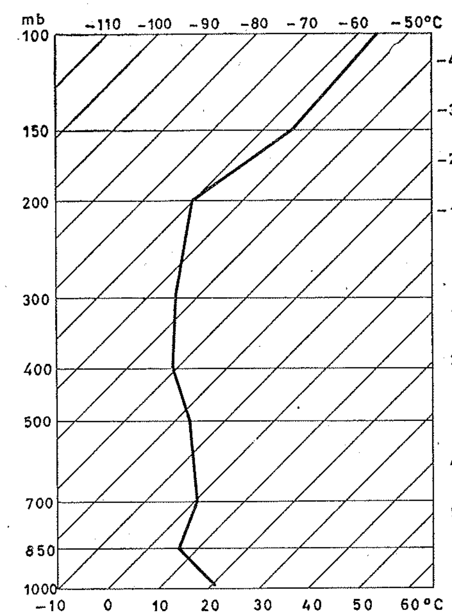


Sl. 2.5.1. Promena temperature sa vremenom u određenoj tački (termogram)

nucima vremena. U ovom slučaju interval između dva uzastopna čitanja vrednosti temperature ne sme biti suviše velik, jer se sa povećanjem intervala smanjuje tačnost predstavljanja temperature kao funkcije vremena. Na sl. 2.5.1 prikazan je jedan primer termograma i na njemu je pored krive koja predstavlja temperaturu koju je ubeležio termograf data kriva temperature po čitanjima u određenim trenucima vremena. Vremenski intervali između čitanja vrednosti na termometru su po šest časova.

2.6. **Predstavljanje temperature duž vertikalne ose.** Za upoznavanje i proučavanje stanja atmosfere iznad nekog mesta uobičajeno je da se koriste razni aerološki ili termodinamički papiri. Ivice tih papira čine koordinatni sistem gde ordinata predstavlja visinu z ili pritisak p, a apscisa temperaturu T. Kod većine termodinamičkih papira ordinata predstavlja $\log p$ ili $\ln p$.

U našoj zemlji je u upotrebi termodinamički papir koji se zove emagram. On ima koordinate $-b\ln p$ i aT. Konstante a i b imaju sledeće vrednosti: $a=0{,}5$ cm grad^{-1} i $b=50$ Mcm. Ovde M predstavlja modul Briggsovih logaritama. Na emagramu su iz praktičnih razloga izoterme nagnute prema izobarama. Pored izotermi i izobara na emagramu se nalaze još i linije koje označavaju suve i vlažne adijabate, zatim linije jednakog odnosa smese zasićenog vazduha (izograme) i podaci o virtuelnoj temperaturi zasićenog vazduha.



Sl. 2.6.1. Vertikalna raspodela temperature prikazana krivom stanja na emagramu po radiosondaži u Beogradu od 7. maja 1967. u 13 SEV

Podaci o raspodeli temperature, vlažnosti, pravca i brzine vetra sa visinom dobijaju se radiosondažnim merenjima. Ovi podaci dobiveni za neko mesto u određenom terminu nanose se na emagram. Na taj način se dobija kriva stanja atmosfere koja predstavlja raspodelu temperature vazduha sa visinom. Jedan slučaj krive stanja atmosfere prema radiosondaži u Beogradu je prikazan na sl. 2.6.1.

Zbog izvesnih grešaka koje metod radiosondaže sadrži, kriva stanja ne predstavlja tačno već približno stanje temperature u datom trenutku iznad određenog mesta. Dve značajnije greške. koje sadašnji metod radiosondaže uključuje, su sledeće:

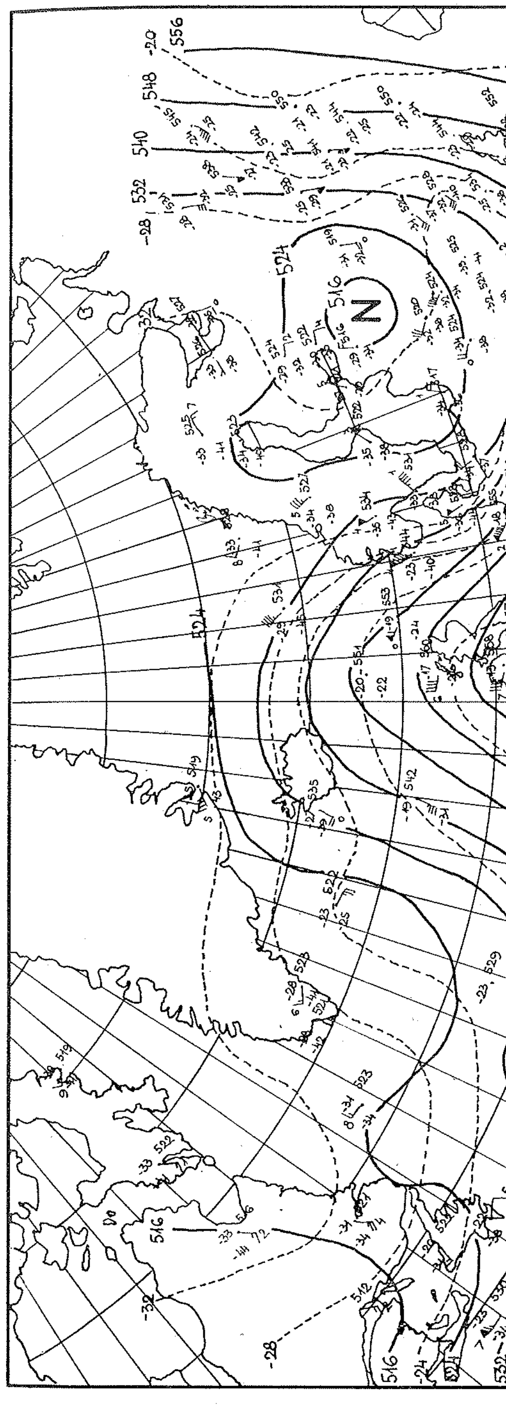
Prvo, balon koji nosi instrumente za merenje meteoroloških elemenata (radiosondu) obično se ne penje vertikalno. Nagib putanje balona prema horizontalnoj ravni zavisi od brzine vetra u slobodnoj atmosferi i ponekad najviša tačka do koje se popne balon projektovana na horizontalnu ravan može biti udaljena u horizontalnom pravcu od polazne tačke više desetina pa i stotina kilometara. Drugo, penjanje balona uvis je srazmerno sporo pa je potrebno 1—2 časa da se balon popne do gornje granice troposfere. Zbog toga, kriva stanja predstavlja samo približnu raspodelu temperature iznad nekog mesta u određenom intervalu vremena. Međutim, i pored ovih grešaka, kriva stanja danas predstavlja najbolje praktično sredstvo za upoznavanje termičke strukture atmosfere iznad nekog mesta u datom trenutku vremena. Detaljan opis termodinamičkih papira i primer praktične primene emagrama dat je u udžbeniku Čadeža (1959).

2.7. **Predstavljanje raspodele temperature u ravni.** Predstavljanje raspodele temperature u ravni izvodi se slično kao i predstavljanje pritiska, tj. koriste se karte i vertikalni preseci. Karte apsolutne topografije za sve nivoe pored podataka o visini izobarske površine u geopotencijalnim dekametrima i o pravcu i brzini vetra sadrže još i podatke o temperaturi i tački rose. Zbog toga se analiza polja temperature u slobodnoj atmosferi praktično svodi na izvlačenje izotermi na raznim izobarskim nivoima. Metod i postupci izvlačenja izotermi na izobarskim površinama sličan je izvlačenju izohipsa visine izobarskih površina. Jedan takav primer analiziranog polja temperature na izobarskoj površini AT 500 mb prikazan je na sl. 2.7.1.

Ovde treba imati na umu da se visina izobarske površine u atmosferi menja u toku vremena. Pri tome dolazi do adijabatskih promena temperature, koje mogu izneti i nekoliko stepeni. Sa ovim treba računati kad se vrši analiza temperature u horizontalnoj ravni.

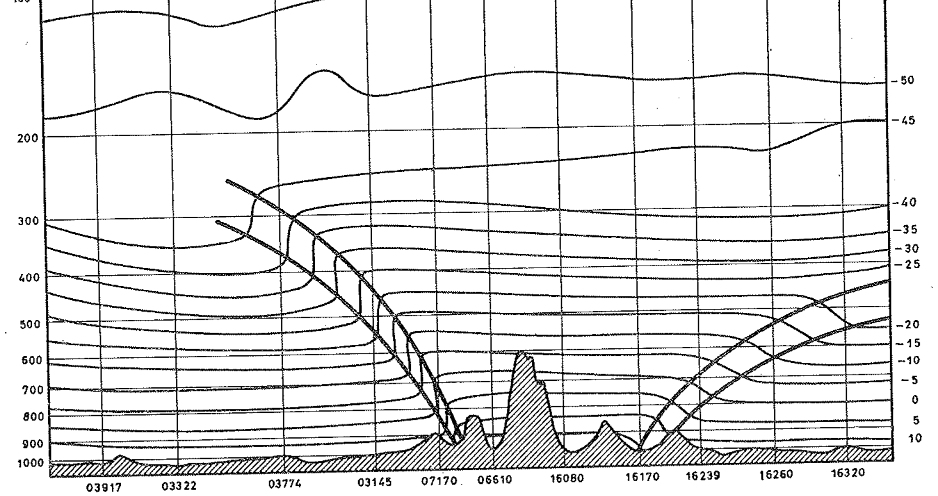
Predstavljanje raspodele temperature u vertikalnoj ravni vrši se pomoću vertikalnih preseka. Koordinate vertikalnog preseka čine najčešće horizontalno odstojanje duž linije preseka i visina iznad morskog nivoa. Skala za apscisu je obično ista kao i skala razmere osnovne sinoptičke karte prema kojoj se presek pravi. Ponekad je skala na apscisi pomnožena ili podeljena nekim određenim brojem, dok je vertikalna osa u poređenju sa horizontalnom uvek znatno uvećana, da bi se dobile zgodne dimenzije vertikalnog preseka i bolja preglednost detalja pojave koja se analizira. Ovakvi preseci na zgodan način ilustruju raspodelu temperature u slobodnoj atmosferi i omogućuju proučavanje strukture atmosfere u vertikalnoj ravni. Jedan primer vertikalnog preseka atmosfere vidimo na sl. 2.7.2.

Zbog krivine Zemljine površine neka duž uzeta na apscisi vertikalnog preseka ne bi predstavljala istu dužinu na svim visinama. Međutim, na sl. 2.7.2 vidimo da je apscisa na svim nivoima ista. Ovde je postupljeno sasvim analogno kao u slučaju kada koristimo iste sinoptičke karte za različite nivoe ne vodeći računa o vertikalnoj promeni u skali. U stvari, lako se može pokazati da je greška koja se pravi



Sl. 2.7.1. Analiza polja temperature na karti AT 500 mb od 18. novembra 1964. u 13 SEV

na ovaj način manja od greške koja se čini određivanjem položaja mesta pomoću kružića prilikom prenošenja sa karte na apscisnu osu ili pretpostavkom da je putanja sondažnog balona vertikalna.



Sl. 2.7.2. Prikaz termičke strukture atmosfere na vertikalnom preseku od 22. oktobra 1957. u 00 SEV

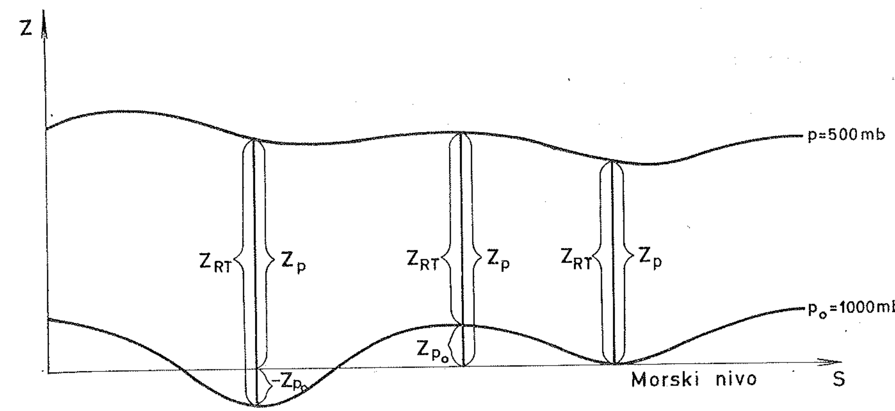
2.8. **Predstavljanje termičkog polja kao funkcije prostora.** Karte apsolutne topografije na kojima je analizirano polje temperature daju nam horizontalnu raspodelu temperature na raznim izobarskim površinama. Poređenjem modela polja temperature i pojedinačnih vrednosti na raznim visinama može se dobiti opšta slika vertikalne raspodele temperature u prostoru.

Tačniji metod za analizu termičkog stanja atmosfere je metod relativne topografije. Ovaj metod se zasniva na hipsometrijskoj jednačini, a najpodesniji oblik za razumevanje pojma relativne topografije je dat jednačinom (1.2.2.). Iz te jednačine se vidi da je debljina sloja $\Delta Z = Z_p - Z_{po}$ linearna funkcija njegove srednje virtuelne temperature i razlike logaritama graničnih vrednosti pritiska. Jednačina (1.2.2) može se naime napisati u obliku

$$\Delta Z = K\overline{T}_v \log \frac{p_o}{p},$$

gde je $K=67{,}442$ gpm grad^{-1}. Za određene vrednosti pritiska, odnosno za određene izobarske površine, debljina sloja između datih izobarskih površina je, znači, direktno proporcionalna srednjoj virtuelnoj temperaturi tog sloja.

Debljina sloja između dve izobarske površine izražava se u geopotencijalnim metrima. Prema tome, kad se vrednosti relativnog geopotencijala izobarske površine p u odnosu na neku izobarsku površinu p_o nanesu na kartu i izvuku odgovarajuće izolinije relativnog geopotencijala dobiće se topografija jedne izobarske površine u odnosu na drugu. Izohipse na toj karti pokazuju oblast uzajamnog približavanja i udaljavanja datih površina, kako je prikazano na sl. 2.8.1. One takođe označavaju debljinu sloja zatvorenog između tih površina, a gustina izohipsa karakteriše stepen nagiba jedne izobarske površine u odnosu na drugu, odnosno brzinu promene debljine sloja od tačke do tačke. Karte relativnog geopotencijala ili karte debljine sloja između dve izobarske površine zovu se karte relativne topografije (RT).



Sl. 2.8.1. Presek sloja relativne topografije 500/1000 mb

Dalje vidimo da su izohipse na kartama RT istovremeno i srednje izoterme sloja, a imaju samo druge brojne vrednosti. Pošto predstavljaju polje srednje temperature sloja karte RT omogućuju da se sudi o raspodeli toplih i hladnih vazdušnih masa i o veličini srednjeg temperaturskog kontrasta u prelaznim zonama između različitih vazdušnih masa.

Oblasti niskih vrednosti relativnog geopotencijala na kartama RT odgovaraju oblastima hladnoće a oblasti visokih vrednosti oblastima toplote. Što je veća gustina izohipsa u prelaznoj zoni između tih oblasti, to je veći horizontalni temperaturski gradijent između mase toplog i hladnog vazduha.

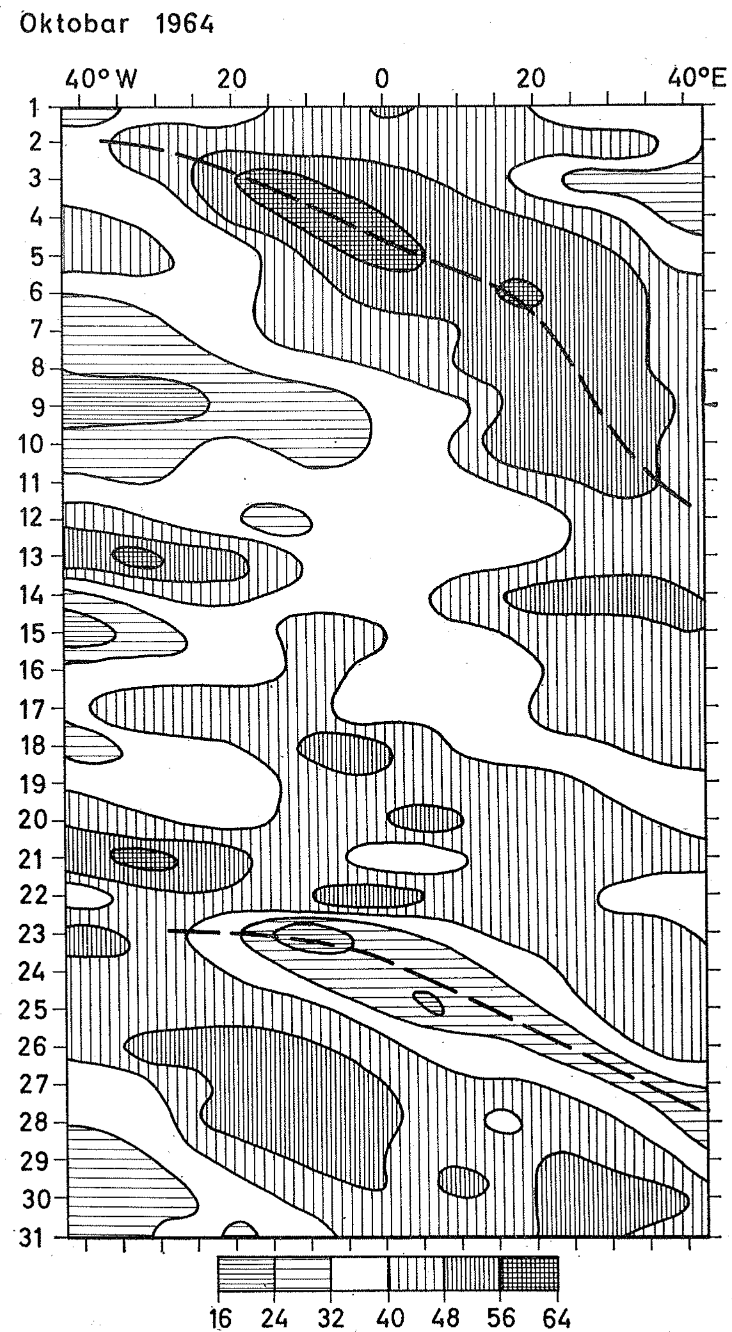
Karte RT po obliku i prirodi polja geopotencijala vrlo su slične kartama AT. Zbog toga je metodika njihove analize skoro jednaka. Jedino se mora imati u vidu da je fizičko značenje polja RT i AT sasvim različito pa i smisao njihovog tumačenja mora biti odgovarajući.

Kasnije ćemo se detaljno upoznati sa tumačenjem polja AT i polja RT. Ovde možemo samo reći da polje AT predstavlja ne samo topografiju određene izobarske površine već i polje strujanja na odgovarajućem nivou. Takođe, polje RT ne predstavlja samo različitu debljinu sloja između dve izobarske površine već i termičko stanje tog sloja.

2.9. **Predstavljanje promena temperature sa vremenom duž ose, u ravni i u prostoru.** Da bi se pratila promena temperature duž ose u toku vremena zgodno je konstruisati dijagram prikazan na sl. 2.9.1. Koordinate dijagrama sačinjavaju linija koja se pruža zonalno W—E i osa na kojoj je predstavljeno vreme. Na prvoj liniji jedinični podeoci odgovaraju geografskim stepenima, a na vremenskoj osi danima.

Zatvorene izolinije na dijagramu označavaju oblasti visokih odnosno niskih vrednosti temperature. Ako se radi o vrednostim RT, onda takve oblasti odgovaraju jezgrima toplote odnosno hladnoće. Na ovakvim dijagramima se može lako pratiti brzina i smer premeštanja ovih jezgara kao i njihovo povećanje odnosno smanjenje. Premeštanje ovih jezgara označeno je na sl. 2.9.1 sa linijama koje prolaze kroz centar jezgra.

Kad se menja polje temperature u ravni u toku vremena, vremenska promena se dobija na taj način što se nađe razlika između vrednosti polja temperature u dva različita termina a za istu izobarsku površinu. Praktično se to radi grafičkim oduzimanjem polja temperature prikazanih na dvema kartama AT za istu izobarsku površinu.



Sl. 2.9.1. Srednja temperatura sloja RT 500/1000 mb na geografskoj širini 60°N kao funkcija geografske dužine i vremena

Vremenska promena temperature nekog sloja u funkciji prostora svodi se na izračunavanje promene termičkog stanja datog sloja vazduha za određeni vremenski interval. Ovo izračunavanje se vrši na isti način kao i izračunavanje promena polja temperature u ravni, tj. grafičkim oduzimanjem, samo se u ovom slučaju radi sa kartama RT. Za potpunije upoznavanje predstavljanja toplotnog stanja atmosfere u funkciji prostora i vremena čitaocima se preporučuje knjiga Sauciera (1955), u kojoj je ovaj problem veoma lepo obrađen.

LITERATURA

Čadež, M., 1959: *Uvod u dinamičku meteorologiju*. I deo, *osnovi dinamičke meteorologije*. Beograd, Savez studenata Prirodno-matematičkog fakulteta, 288;

Defant, F., 1958: *Die allgemeine atmosphärische Zirkulation in neuerer Betrachtungsweise*. Geophysica 6, No. 3—4;

1964 — *Obščaja cirkuljacija atmosferi s novoj točki zrenjija*. Sbornik perevodnih statjej pod redakcijej S. P. Hramova. Moskva, Izdateljstvo Progres, 20—39;

Gandin, L. S., D. T. Lajhtman, L. T. Matvejev, M. I. Judin, 1955: *Osnovi dinamičeskoj meteorologiji*. Lenjingrad, Gidrometeoizdat, 647;

Hess, S. L., 1959: *Introduction to Theoretical Meteorology*. New York, Henry Holt and Company, 362;

Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. Second edition, Vol. II. New York — Toronto — London, (McGraw-Hill), 266;

Saucier, W. J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis*. Chicago, Univ. Press, 438;

Willett, H. C., and F. Sanders, 1959: *Descriptive Meteorology*. New York, Academic Press INC., 355.

GLAVA 3

KRETANJA U ATMOSFERI

3.1. **Geostrofski vetar.** Najjednostavniji oblik kretanja u atmosferi je kad postoji ravnoteža sila koje su prvobitno delovale na delić vazduha, pa se on dalje kreće usled inercije. Takav slučaj kretanja je horizontalno neubrzano pravolinijsko strujanje koje se zove geostrofski vetar.

Pretpostavimo da je delić vazduha u početnom trenutku bio u stanju mirovanja u odnosu na Zemljinu površinu. Posle izvesnog vremena neka se pojavi gradijent pritiska. Pod dejstvom sile gradijenta delići vazduha počinju da se ubrzano kreću u pravcu nižeg pritiska, i to normalno na izobare. U početnom trenutku kada je delić vazduha bio u stanju mirovanja u odnosu na Zemljinu površinu, Coriolisova sila je bila jednaka nuli. Kad se delić pokrenuo, pojavila se i Coriolisova sila i povećavala se uporedo sa povećanjem brzine delića. Za sve vreme kretanja Coriolisova sila deluje normalno na pravac kretanja, i to udesno na severnoj hemisferi. Pod uticajem Coriolisove sile delić menja pravac kretanja sve dok se ne bude kretao pravcem paralelnim izobarama. Tada će sila gradijenta pritiska i Coriolisova sila biti jednake po intenzitetu a suprotne po smeru, tj. uspostavljena je ravnoteža sila. U tom stanju ubrzanje je jednako nuli, a kretanje se odvija horizontalno duž izobara. Sile koje deluju na delić pri ovakvom neubrzanom kretanju su sila gradijenta pritiska, sila Zemljine teže i Coriolisova sila. Jednačine kretanja koje odgovaraju ovom stanju imaju oblik

$$-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}+fv=0 \qquad (3.1.1)$$

$$-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y}-fu=0 \qquad (3.1.2)$$

$$-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial z}-g=0. \qquad (3.1.3)$$

Jednačine (3.1.1) i (3.1.2) daju komponente brzine geostrofskog vetra

$$u_g=-\frac{1}{f\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} \quad \text{i} \quad v_g=\frac{1}{f\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}.$$

Za razliku od stvarnog vetra geostrofski vetar je obeležen indeksom g.

U atmosferi gde vladaju geostrofski uslovi znatno je olakšana analiza polja strujanja, jer se polje vetra može u dobroj aproksimaciji dobiti analizom polja pritiska. Ovo sledi iz činjenice da je određivanje horizontalne raspodele pritiska znatno lakše od direktnog određivanja horizontalne raspodele vetra na nekom nivou. Kad se analizira polje vetra na nivou gde vladaju geostrofski uslovi, pravac vetra je dat u svakoj tački orijentacijom izobara, a brzina vetra je data međusobnim rastojanjem izobara. Kao što se iz formule za geostrofski vetar vidi, manjem odstojanju odgovara veća brzina, jer je veći gradijent pritiska, i obratno.

U slobodnoj atmosferi, tj. iznad sloja trenja postoje vrlo često uslovi za geografsku ravnotežu, pa geostrofski vetar predstavlja dobru aproksimaciju stvarnom vetru. Ovo svakako ne važi za sloj trenja, koji se prostire od Zemljine površine do približno 1000 m visine. Međutim, i u sloju trenja raspored sila koje deluju na delić vazduha je takav da se delić kreće u pravcu koji je približan pravcu pružanja izobara. Ova pojava je bila zapažena još sredinom prošlog veka kada je formulisan Buys—Ballotov zakon, po kome kad se gleda niz vetar na severnoj hemisferi nizak vazdušni pritisak se nalazi na levoj a visok na desnoj strani.

Iz jednačina za geostrofski vetar sledi da će uspostavljanje geostrofske ravnoteže zavisiti od vrednosti Coriolisovog parametra f. Kao što je poznato, vrednost ovog parametra se smanjuje sa smanjenjem geografske širine. Sa smanjenjem vrednosti Coriolisovog parametra sve teže će se uspostavljati geografska ravnoteža između Coriolisove sile i sile gradijenta pritiska. U skladu sa tim, teorijska i praktična razmatranja su pokazala da u pojasu bliskom ekvatoru ne postoje uslovi za primenu geostrofske aproksimacije.

Razmotrimo sad šta će se desiti kad posle uspostavljanja geostrofske ravnoteže dođe do njenog ponovnog narušavanja. Tamo gde vladaju geostrofski uslovi u atmosferi važe jednakosti za jedan individualni delić $\frac{du}{dt}=\frac{dv}{dt}=0$. Iz toga sledi da komponente vetra moraju biti konstantne a gradijent pritiska uvek u ravnoteži sa Coriolisovom silom. Odatle dalje sledi da vrednost gradijenta pritiska duž izobara takođe mora ostati konstantna (ako se promene od f i ϱ zanemare). Prema tome jasno proizlazi da vetar u atmosferi može biti u potpunosti geostrofski samo ako postoje pravolinijske i paralelne izobare čiji položaj ostaje nepromenjen u toku vremena. Razume se, kada bi neko takvo stanje bilo moguće, u atmosferi ne bi bila potrebna prognoza strujnih modela. Međutim, u stvarnosti su izobare skoro uvek manje ili više iskrivljene, neparalelne i menjaju položaj sa vremenom. Uprkos toga podaci pokazuju da je geostrofski vetar u slobodnoj atmosferi vrlo blizak stvarnom vetru. To nam pokazuje da postoji stalna težnja da se polje strujanja prilagodi polju pritiska i obratno da se polje pritiska prilagodi polju strujanja. Ruski meteorolog Obuhov je pokazao da se ovo prilagođavanje vrši relativno brzo, približno za 3—4 časa.

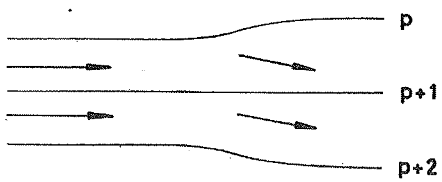
Prema tome, geostrofski vetar je dosta dobra aproksimacija stvarnom vetru. Zbog toga ova aproksimacija se može koristiti bez ograničenja i u neuniformnom polju gradijenta pritiska sve dotle dok imamo na umu da se radi o aproksimaciji.

Da bismo razmotrili šta se dešava kad delić koji se kreće geostrofski naiđe na oblast gde je gradijent pritiska drugačiji, pogledajmo slike 3.1.1 i 3.1.2.

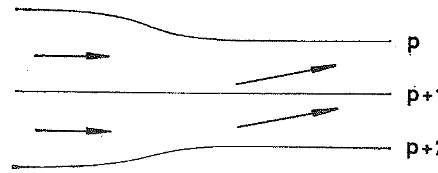
Dolazeći iz oblasti većeg gradijenta pritiska u oblast gde je gradijent manji, delić vazduha zbog inercije zadržava brzinu koju je ranije imao. Pošto je brzina ostala nesmanjena, to i Coriolisova sila zadržava isti intenzitet. Međutim, zbog smanjenog gradijenta dolazi do narušavanja ravnoteže i delić pod dejstvom sile devijacije skreće udesno, tj. u pravcu većeg pritiska. Tako dolazi do uspostavljanja

strujanja pod uglom u odnosu na izobare u pravcu visokog pritiska. Ovakvi vetrovi se zovu nadgradijentni vetrovi.

Obrnut je slučaj kad delič vazduha dolazi iz područja gde je gradijent pritiska manji u područje većeg gradijenta pritiska. Tu se prvobitna ravnoteža narušava zbog povećanja sile ovog gradijenta. Pod dejstvom sile gradijenta pritiska koja je veća od sile devijacije delić počinje da se kreće ubrzano i pod uglom u odnosu na izobare u pravcu niskog pritiska. Ovako nastali vetrovi se zovu podgradijentni vetrovi.



Sl. 3.1.1. Skretanje geostrofskog vetra ka visokom pritisku zbog promene gradijenta pritiska duž struje



Sl. 3.1.2. Skretanje geostrofskog vetra ka niskom pritisku zbog promene gradijenta pritiska duž struje

Pri pojavi nadgradijentnih vetrova vazduh se premešta iz oblasti niskog u oblast visokog pritiska a pri podgradijentnom vetru transport vazduha se vrši od visokog ka niskom pritisku. Iz toga sledi da nadgradijentni i podgradijentni vetrovi doprinose ponovnom uspostavljanju geografske ravnoteže koja je narušena nehomogenošću polja gradijenta pritiska.

3.2. **Ageostrofski vetar.** U prethodnom odeljku bilo je govora o uravnoteženom strujanju, odnosno o kretanju pri kojem je rezultanta sila koje deluju na delić vazduha jednaka nuli. Međutim, opisano uravnoteženo kretanje uglavnom u atmosferi ne postoji. Delićima u atmosferi je svojstveno neuravnoteženo kretanje. Uravnoteženo kretanje je samo uprošćeni oblik stvarnog kretanja koji nam olakšava proučavanje strujanja u atmosferi.

Kod neuravnoteženog kretanja rezultanta sila koje istovremeno deluju na deliće vazduha nije jednaka nuli pa postoji ubrzanje. Ovakvo kretanje zove se ageostrofsko. Razlika između stvarnog kretanja vazduha pri kome obično postoji ubrzanje i geostrofskog kretanja, koje je više teorijsko, zove se geostrofsko odstupanje, ili ageostrofski vetar.

Komponente stvarnog vetra gde se podrazumeva postojanje ubrzanja date su jednačinama kretanja

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} + fv$$
$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} - fu \qquad (3.2.1)$$

a komponente geostrofskog vetra jednačinama

$$u_g = -\frac{1}{f\varrho}\frac{\partial p}{\partial y}$$
$$v_g = \frac{1}{f\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}.$$

Zamenom komponenata geostrofskog vetra u jednačine kretanja (3.2.1) dobijamo

$$\frac{du}{dt} = f(v - v_g)$$
$$\frac{dv}{dt} = -f(u - u_g).$$

Geostrofska odstupanja su data sa u-u_g i v-v_g, tj. razlikama između komponenata stvarnog i geostrofskog vetra. Ako ove komponente označimo sa u' i v', dobićemo

$$\frac{du}{dt} = fv'$$
$$\frac{dv}{dt} = -fu'. \qquad (3.2.2)$$

Iz ovih jednačina sledi da je ubrzanje kretanja proporcionalno geostrofskom odstupanju kao i da je vektor ubrzanja usmeren desno od vektora geostrofskog odstupanja. Ovde je važno istaći da je proučavanje odstupanja stvarnog vetra od geostrofskog, koje je u bliskoj vezi sa ubrzanjem kretanja, od velikog značaja u analizi i prognozi vremena.

3.3. **Gradijentni vetar.** Horizontalna raspodela pritiska u atmosferi uglavnom je takva da su izobare znatno iskrivljene, a često i koncentrične, naročito u donjem delu troposfere (cikloni i anticikloni). U odsustvu trenja i kad je polje pritiska stacionarno, kao što smo napred videli, vetar duva duž izobara. U tom slučaju, pored sile gradijenta i Coriolisove sile, zbog krivine se javlja i centrifugalna sila. Ovde ćemo razmotriti raspored sila koje deluju na česticu vazduha koja se neubrzano i bez trenja kreće duž iskrivljene izobare. Kao najprostiji slučaj razmatraćemo strujanje duž kružnih izobara u ciklonu i anticiklonu, i to na severnoj hemisferi. Ovakvi vetrovi se zovu gradijentni, za razliku od geostrofskih, kod kojih se ne javlja centrifugalna sila, jer se strujanje vrši duž pravolinijskih izobara. U stvari, geostrofski vetar predstavlja specijalan slučaj gradijentnog vetra.

Na sl. 3.3.1 predstavljene su izobare u ciklonu i raspored sila koje deluju na delić koji se kreće horizontalno i neubrzano duž izobara. Sila gradijenta pritiska G je usmerena prema centru ciklona. Centrifugalna sila C je uvek usmerena od centra krivine trajektorije ka periferiji u pravcu radijusa. Coriolisova sila F je, kao i kod pravolinijskih izobara, usmerena u suprotnom smeru od gradijenta pritiska a udesno od pravca kretanja. Ako intenzitet ovih sila obeležimo odgovarajućim velikim slovima, imaćemo znači

$$G = C + F.$$

Brzina gradijentnog vetra u ciklonu je data jednačinom

$$V = -\omega\, r \sin\varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2\varphi + \frac{r}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial r}} \qquad (3.3.1)$$

gde je ω uglavnom brzina Zemlje a r radijus krivine trajektorije delića.

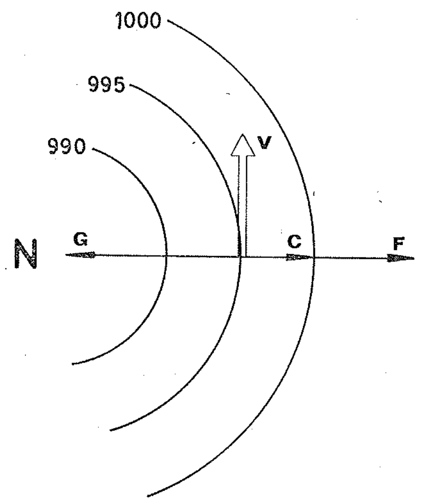
U anticiklonima, kao što se vidi iz sl. 3.3.2, sila gradijenta G i centrifugalna sila C su usmerene od centra ka periferiji anticiklona a Coriolisova sila F je usmerena u obrnutom smeru i drži im ravnotežu. Prema tome je

$$F = G + C.$$

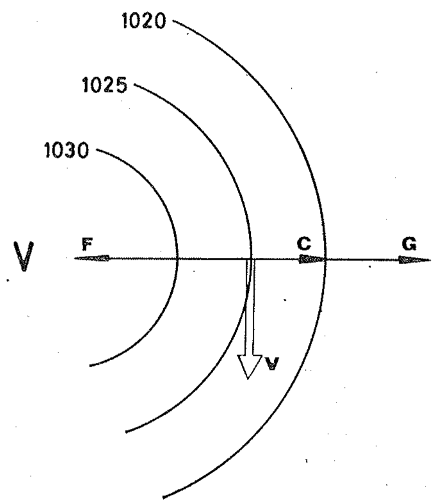
Jednačina za izračunavanje brzine gradijentnog vetra u anticiklonu ima oblik

$$V = \omega v \sin\varphi - \sqrt{\omega^2 v^2 \sin^2\varphi + \frac{v}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial r}}\,. \tag{3.3.2}$$

Iz jednačina (3.3.1) i (3.3.2) vidi se da pri istoj vrednosti gradijenta pritiska vetar je u ciklonima slabiji nego u anticiklonima. Takođe kod ciklonskih izobara vetar je slabiji a kod anticiklonskih jači od geostrofskog vetra pri gradijentu iste jačine. S obzirom da je u centru ciklona i anticiklona gradijent pritiska jednak nuli, to je u tim tačkama brzina gradijentnog vetra jednaka nuli.



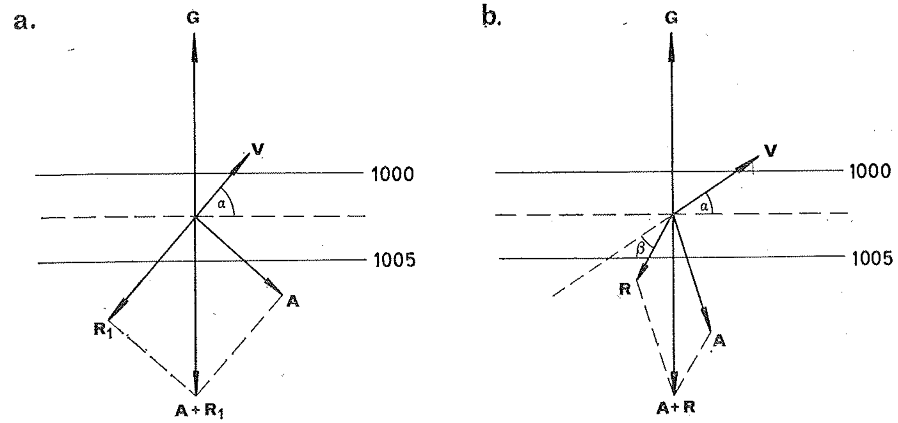
Sl. 3.3.1. Raspored sila i pravac gradijentnog vetra u ciklonu



Sl. 3.3.2. Raspored sila i pravac gradijentnog vetra u anticiklonu

3.4. **Vetar u sloju trenja.** U prethodnim odeljcima videli smo da vetar u slobodnoj atmosferi duva približno u pravcu izobara. Sad ćemo razmotriti dejstvo sila i modifikaciju vetra u sloju trenja, tj. u sloju vazduha koji struji neposredno iznad Zemljine površine. U tom sloju pored sile teže, sile gradijenta pritiska i Coriolisove sile (koje se uvek javljaju pri kretanju vazduha u slobodnoj atmosferi u polju pravolinijskih izobara) javlja se i sila trenja.

Kao što je poznato iz fizike, sila trenja deluje u istom pravcu a suprotnom smeru od vektora brzine. Srazmerna je intenzitetu vektora brzine i zavisi od prirode površine iznad koje se vazduh kreće. Prema tome sila trenja može se izraziti u obliku $R = -\mathrm{h}\,v$. Ova sila trenja koja je prouzrokovana kretanjem vazduha iznad Zemljine površine zove se još i sila spoljašnjeg trenja. U slučaju kad sila spoljašnjeg trenja deluje na horizontalno strujanje vazduha u polju pravolinijskih izobara sila gradijenta pritiska neće biti uravnotežena samo Coriolisovom silom. Pod dejstvom sile trenja smanjena je brzina delića vazduha pa se u toj srazmeri i Coriolisova sila smanjila. Zbog toga sila gradijenta pritiska će biti uravnotežena vektorskim zbirom Coriolisove sile i sile trenja. To je prikazano na sl. 3.4.1.



Sl. 3.4.1. Pravac dejstva sila i pravac vetra u sloju trenja

Na sl. 3.4.1 ugao α predstavlja skretanje vetra od pravca izobara. To nam pokazuje da dejstvo sile spoljašnjeg trenja ima za posledicu ne samo smanjenje brzine već i promenu pravca vetra. Kad se sila trenja uvrsti u hidrodinamičke jednačine kretanja, pod pretpostavkom da su izobare paralelne i orijentisane u pravcu zapad—istok i da je strujanje vazduha horizontalno i neubrzano, dobija se

$$0 = fv - ku$$

$$0 = -fu - kv - \frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y}\,.$$

Rešenjem ovih jednačina po u i v dobijamo da je

$$u = -\frac{f}{f^2 + k^2}\left(\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y}\right) \tag{3.4.1}$$

$$v = -\frac{k}{f^2 + k^2}\left(\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y}\right). \tag{3.4.2}$$

U slučaju kad nema trenja imamo $k = 0$, komponentu brzine $v = 0$ i strujanje je geostrofsko, tj. paralelno izobarama orijentisanim zapad—istok. Kada, pak, postoji trenje, postoji komponenta brzine v, tj. vetar duva pod uglom α u odnosu na izobare. Ovaj ugao između pravca vetra i izobara zavisi od odnosa komponenata, tj. $\operatorname{tg}\alpha = \frac{v}{u}$, ili, kad izvršimo smenu u jednačinama (3.4.1) i (3.4.2), $\operatorname{tg}\alpha = \frac{k}{f}$. Odavde sledi da je ugao skretanja vetra od izobara u sloju trenja zavisan od prirode podloge iznad koje struji vazduh i od geografske širine.

Pomoću sinoptičkih karata može se, srazmerno lako, odrediti gradijent pritiska, pravac i brzina vetra, ugao skretanja vetra od izobara i Coriolisova sila. Pozna-

vajući ove veličine nije teško odrediti jačinu i pravac delovanja sile trenja. Međutim, brojne analize na ovaj način učinjene pokazale su da ovako izračunate sile nisu u ravnoteži. U stvari, u sloju trenja se javlja još jedna sila koja se ne može zanemariti, a to je sila turbulentnog ili unutrašnjeg trenja.

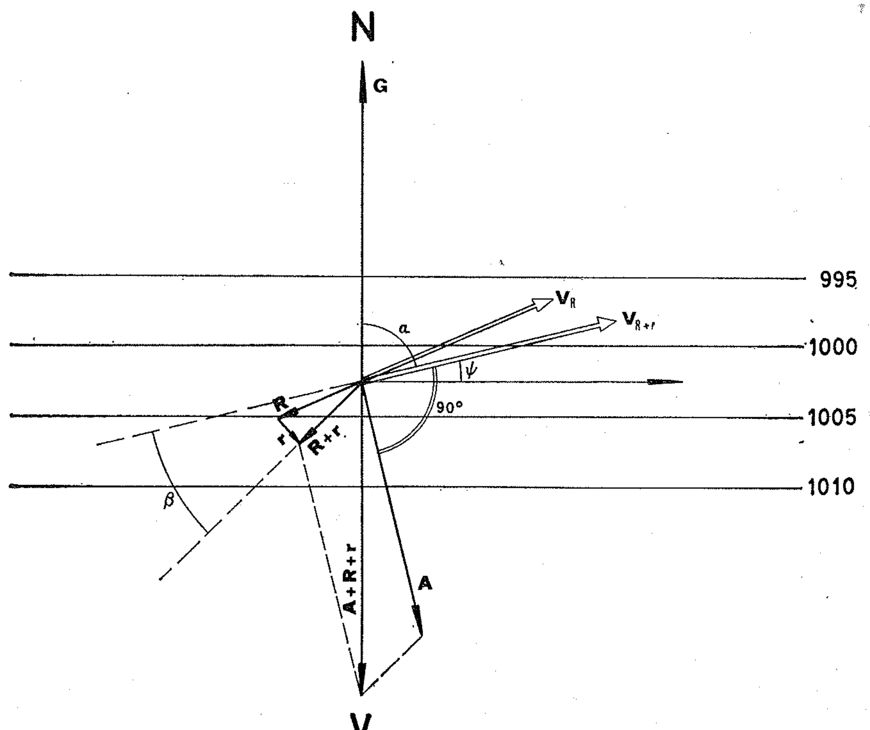
Kao što je poznato, vazduh nije idealan gas već predstavlja viskoznu sredinu. Zbog toga, kad se jave razlike u brzini između susednih slojeva, nastaje mešanje delića. Ovo mešanje, koje se zove turbulencija, ima za posledicu smanjenje brzine u sloju u kome se vazduh brže kreće i povećanje brzine u sloju gde se vazduh sporije kreće.

Usled spoljašnjeg trenja o Zemljinu podlogu u sloju vazduha koji se nalazi neposredno iznad Zemljine površine brzina vazduha je znatno smanjena. Međutim, unutrašnje trenje doprinosi da se brzina u tom sloju nešto poveća na račun smanjenja brzine u višim slojevima. Pored povećanja brzine u graničnom sloju unutrašnje trenje utiče na približavanje pravca vetra u ovom sloju pravcu izobara.

Unutrašnje trenje zavisi od razlike u brzini horizontalnog strujanja vazduha u slojevima koji se nalaze neposredno jedan iznad drugog. Ako je poznat koeficijent turbulentnosti k' i karakter promene vetra sa visinom, onda se sila unutrašnjeg trenja r može dobiti iz jednačine

$$r = \frac{\partial}{\partial z}\left(k' \frac{\partial v}{\partial z}\right).$$

Kad se uzme u obzir sila unutrašnjeg trenja, onda raspored sila koje deluju na delić vazduha koji se kreće neubrzano u sloju trenja duž pravolinijskih izobara izgleda kao što je prikazano na slici 3.4.2.



Sl. 3.4.2. Raspored sila u sloju trenja (unutrašnje trenje uzeto u obzir)

Iz sl. 3.4.2. vidi se da sila ukupnog trenja (spoljašnjeg i unutrašnjeg) ne deluje u istom pravcu a suprotnom smeru od vektora brzine, već sa vektorom brzine čini ugao od 130 do 150°. Takođe vidimo da se ugao skretanja pravca vetra od pravca izobara α' smanjio kad je uzeto u obzir unutrašnje trenje.

Sad vidimo da ugao α' zavisi uglavnom od tri faktora, i to od prirode površine (koeficijenta spoljašnjeg trenja k), od geografske širine (Coriolisovog parametra f) i od sile unutrašnjeg trenja $\dot{r}$.

Da bismo videli kako utiče priroda podloge i geografska širina na ugao skretanja vetra od izobara, navešćemo nekoliko vrednosti za kopno i more na raznim geografskim širinama.

$\varphi°$	0	20	40	60	90
kopno	61	50	42	37	35
more	50	23	16	13	12

Jasno se vidi da se sa povećanjem geografske širine smanjuje odstupanje vetra od pravca izobara. S druge strane, znatno veće trenje na kopnenoj površini nego na morskoj uslovljava i znatno veće skretanje vetra od pravca izobara.

Unutrašnje trenje je vrlo promenljiva veličina, pa je teško izraziti je pomoću jednog ili nekoliko brojeva. Značajno je istaći da ono ima veoma izrazit dnevni i godišnji hod. U toku zime i u toku noći, kada su konvekcija i vertikalno premeštanje vazduha uopšte slabi, uticaj unutrašnjeg trenja je manji pa je ugao skretanja α' veći. U toku dana, a naročito u toku leta, zagrevanje od podloge je intenzivno pa je i mešanje znatno. Tada jako unutrašnje trenje snažno utiče na približavanje vetra u sloju trenja geostrofskom vetru iznad sloja trenja. Takođe, pri jačim vetrovima veće je mešanje pa je ugao skretanja manji nego pri slabim vetrovima u sloju trenja i neposredno iznad njega.

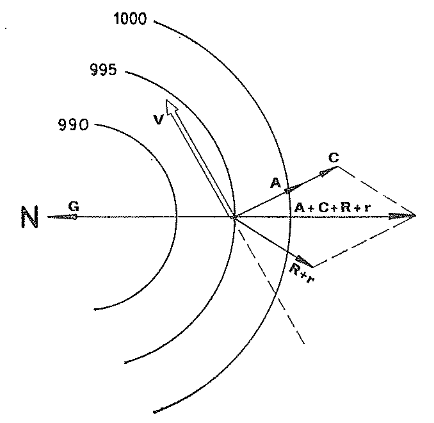
Sila unutrašnjeg trenja veoma lepo se manifestuje u nekim delovima Severne Afrike. Iznad prostranih pustinjskih oblasti u toku noći dolazi do jakog izračivanja. Usled toga prizemni sloj vazduha se rashladi i postaje nepokretan. U isto vreme iznad sloja trenja vrlo često duvaju jaki vetrovi. Međutim, po izlasku Sunca nastupa veoma intenzivno zagrevanje prizemnog sloja i dolazi do razvoja konvekcije. Oko 2—3 časa po izlasku Sunca konvekcija dostiže sloj u slobodnoj atmosferi u kojem duvaju jaki vetrovi. Konvekcija poveže donji mirni sloj sa višim slojem i usled veoma intenzivnog mešanja dolazi do snažnog pokretanja prizemnog sloja. Unutrašnje trenje ovde se pokazuje kao vučna sila za prizemni vazduh. Ova pojava je skoro svakodnevna i ogleda se u naglom pojačanju brzine vetra u prizemnom sloju tako da ona na mahove dostiže brzinu 15—20 m/sec. Pojava vrlo jakog vetra i znatnog smanjenja vidljivosti usled uskovitlane prašine u prepodnevnim časovima u oblastima Severne Afrike deluje na prognostičara zbunjujuće ukoliko ne poznaje snagu unutrašnjeg trenja u ovim oblastima.

Iako mu je varijabilnost velika izračunata je srednja vrednost koeficijenta ukupnog trenja. Na kopnu koeficijent iznosi $1{,}9 \cdot 10^{-4}$ sec^{-1}, a na moru $0{,}65 \cdot 10^{-4} \cdot$ sec^{-1}. Kako je sila trenja jednaka proizvodu iz koeficijenta trenja i vektora brzine, to sledi da je ona istog reda veličine kao i sila gradijenta pritiska, odnosno Coriolisova sila. Za praktične potrebe odnos brzine vetra iznad Zemljine površine i geostrofskog vetra iznad sloja trenja na istom mestu dat je empirijskim formulama za umerene geografske širine

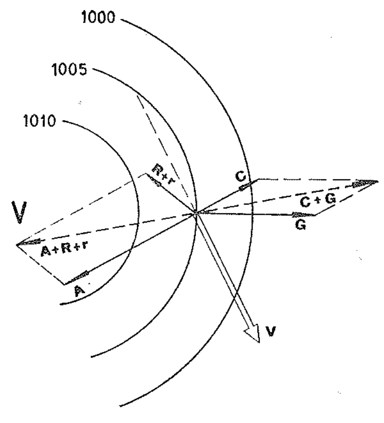
$$V = 0{,}7\, V_g \text{ na moru i } V = 0{,}4\, V_g \text{ na kopnu.}$$

Koeficijenti dati u ovim jednačinama znatno variraju i u uskoj su vezi sa termičkom i dinamičkom homogenošću vazdušnih masa kao i sa temperaturskom razlikom između vazduha i Zemljine površine.

Na slikama 3.4.3 i 3.4.4 prikazan je raspored sila koje su u ravnoteži u sloju trenja pri krivolinijskim izobarama. Raspored sila pri krivolinijskim izobarama je sličan onom pri pravolinijskim, izuzev što se još javlja centrifugalna sila. Ona, kao što je poznato, deluje upolje od centra krivine. Međutim, u ovom slučaju, pošto se vazduh ne kreće duž izobara već pod izvesnim uglom na njih, centrifugalna sila nije usmerena u pravcu radijusa krivine izobara već u pravcu radijusa trajektorija čestica To jest, centrifugalna sila deluje kao i Coriolisova sila normalno na pravac kretanja vazduha.



Sl. 3.4.3. Pravac dejstva sila u sloju trenja u ciklonu



Sl. 3.4.4. Pravac dejstva sila u sloju trenja u anticiklonu

Prikazani raspored sila koje deluju na delić vazduha koji se kreće neubrzano u sloju trenja i u polju krivolinijskih izobara ima za posledicu da se vazduh u ciklonu premešta od periferije ka centru ciklona a u anticiklonu od centra ka periferiji.

3.5. **Termički vetar.** Poznavajući gradijent geopotencijala na dve različite izobarske površine možemo lako odrediti jačinu vetra na tim izobarskim površinama. Koristimo se jednostavnim izrazima za geostrofski vetar kao dobrom aproksimacijom stvarnom vetru. Međutim, kad želimo da izrazimo promenu vetra u sloju između dve izobarske površine, srećemo se sa izvesnim teškoćama. Zbog toga se i ovde uvode pretpostavke radi uprošćavanja.

Najjednostavniji slučaj za razmatranje promene vetra sa visinom bi bio kad bi se pošlo od pretpostavke da je ubrzanje na dve izobarske površine, kao i u sloju koji one ograničavaju, jednako nuli. Međutim, za ovu svrhu nije potrebno pretpostaviti strogo geostrofsku ravnotežu. Dovoljno je kao prvu aproksimaciju pretpostaviti da se ubrzanje ne menja mnogo sa visinom. U tom slučaju, ako vrednosti koje se odnose na donju izobarsku površinu označimo sa indeksom *o* a one koje se odnose na gornju sa indeksom 1, biće

$$\frac{dV_1}{dt}-\frac{dV_o}{dt}=0.$$

Kada se ubrzanje ne menja sa visinom, onda je pojačanje stvarnog vetra sa visinom jednako pojačanju geostrofskog vetra u datom sloju, tj. ako je

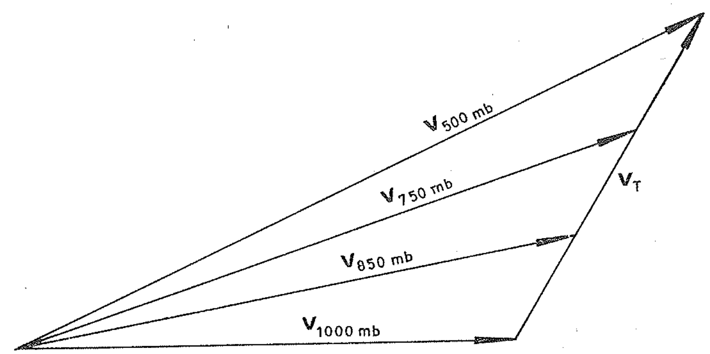
$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{dv}{dt}\right)_h=0\;, \quad \text{biće} \quad \frac{\partial v}{\partial z}=\frac{\partial v_g}{\partial z}\,.$$

Razlika između vetra na dva različita nivoa naziva se smicanje vetra sa visinom ili termički vetar. Ovo je prikazano na sl. 3.5.1. Naziv termički vetar potiče otuda što je promena vetra sa visinom u nekom određenom sloju funkcija horizontalnog gradijenta srednje temperature tog sloja. To se može videti ako posmatramo komponente geostrofskog vetra na dve izobarske površine:

$$u_{go}=-\frac{9{,}8}{f}\,\frac{\partial Z_o}{\partial y} \quad \text{i} \quad u_{g_1}=-\frac{9{,}8}{f}\,\frac{\partial Z_1}{\partial y}.$$

Razlika između ovih komponenata je

$$u_{g_1}-u_{g_0}=-\frac{9{,}8}{f}\,\frac{\partial}{\partial y}(Z_1-Z_o). \tag{3.5.1}$$



Sl. 3.5.1. Smicanje vetra sa visinom

Iz opisa relativne topografije u odeljku 2.8 proizlazi da razlika u visini između dve izobarske površine predstavlja debljinu sloja RT, koju označavamo sa Z_T, tj.

$$Z_1-Z_o=Z_T.$$

Prema jednačini (1.2.2) je

$$Z_1-Z_o=\frac{Rs\,\overline{Tv}}{9{,}8}\ln\frac{p_o}{p_1}$$

odnosno

$$Z_T=\frac{Rs\,\overline{Tv}}{9{,}8}\ln\frac{p_o}{p_1}.$$

Ako pišemo

$$u_{g1}-u_{go}=u_T, \tag{3.5.2}$$

onda zamenom u_T i Z_T u jednačini (3.5.1) dobijamo

$$u_T=-\frac{9{,}8}{f}\,\frac{\partial Z_T}{\partial y} \tag{3.5.3}$$

odnosno

$$u_T=-\frac{9{,}8}{f}\,\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{R_s\,\overline{T}_v}{9{,}8}\ln\frac{p_o}{p_1}\right)$$

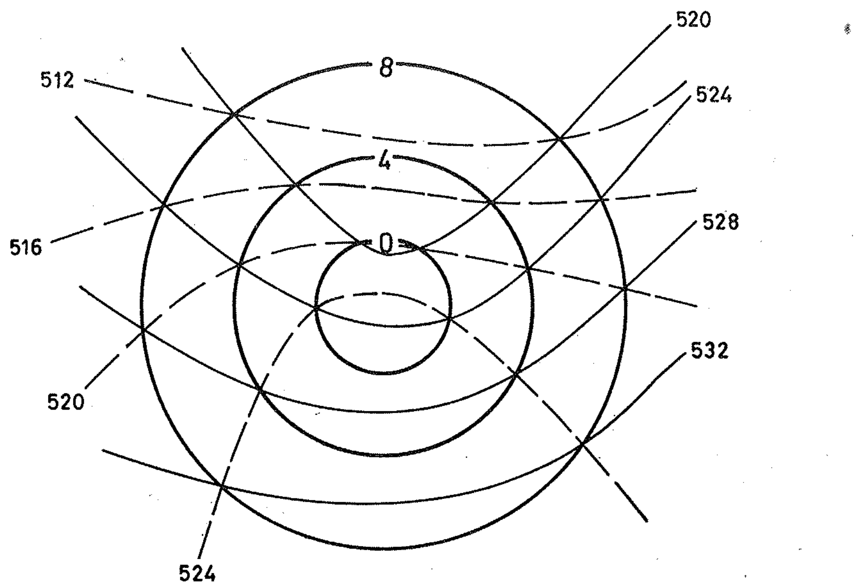
ili

$$u_T = -a \frac{\partial \overline{Tv}}{\partial y},$$

gde smo uzeli u obzir da je za određene izobarske površine $\frac{R_s}{f} \ln \frac{p_o}{p_1} = a$ konstanta.

Iz poslednje jednačine vidimo da je termički vetar funkcija gradijenta srednje temperature sloja. On je usmeren u pravcu izotermi tako da se oblast nižih temperatura nalazi sa leve strane.

Iz jednačine (3.5.2) sledi da je vektor vetra na višem izobarskom nivou jednak zbiru vektora vetra na nižem nivou i termičkog vetra sloja između tih dveju izobarskih površina. Zbog toga, ako raspolažemo sa kartom jedne izobarske površine predstavljenom izohipsama AT i kartom RT koja se odnosi na sloj između te i neke više izobarske površine AT, možemo vektorskim sabiranjem dobiti polje strujanja na gornjoj izobarskoj površini. Jedan primer takvog sabiranja vektora je prikazan na sl. 3.5.2. Ako raspolažemo sa dve različite karte izobarskih površina AT, možemo vektorskim oduzimanjem dobiti izohipse RT sloja između tih izobarskih površina.



Sl. 3.5.2. Vektorsko sabiranje polja apsolutne i relativne topografije
——— AT 1000 mb
——— AT 500 mb
— — — RT 500/1000 mb

Iz ove slike i iz jednačine (3.5.3) vidimo da termički vetar ima tačno isti odnos prema izohipsama RT kao geostrofski vetar prema izohipsama izobarske površine AT.

Kako se menja vetar sa visinom u zavisnosti od međusobne veze između polja pritiska i polja temperature, videćemo iz sledećeg primera. Zamislimo da se izobare na nekom nivou Z_o pružaju pravcem zapad—istok, i to tako da je gradijent pritiska usmeren prema severu. Pretpostavimo dalje da izoterme na nivou Z_o, kao i na višim nivoima, imaju istu orijentaciju kao i izobare na nivou Z_o. Najzad, smatrajmo da se

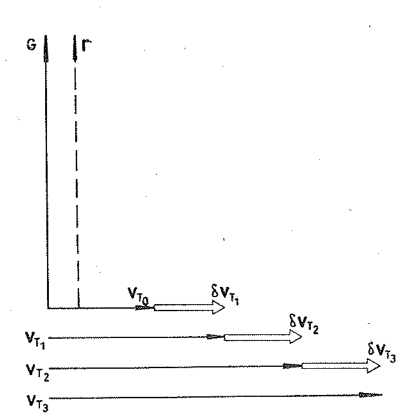
veličina termičkog gradijenta G_T sa visinom ne menja. Pri ovakvim uslovima vetar će se menjati sa visinom na način kao što je prikazano na sl. 3.5.3.

Na nivou Z_o duva vetar u pravcu izobara i njegova brzina odgovara gradijentu pritiska na tom nivou. U sloju između nivoa Z_0 i Z_1, tj. u prvom sloju iznad najnižeg nivoa postoji termički vetar v_{T_1}. On je usmeren u pravcu izotermi, što znači da mu se pravac u ovom slučaju podudara sa pravcem vetra na nivou Z_o, a brzina na nivou Z_1 biće jednaka zbiru vektora vetra na nižem nivou Z_o i termičkog vetra prvog sloja, tj.

$$v_1 = v_o + v_{T_1}.$$

U sledećem sloju vektoru v_1 dodaje se vektor termičkog vetra v_{T_2} tako da je vetar na nivou Z_2 dat sa

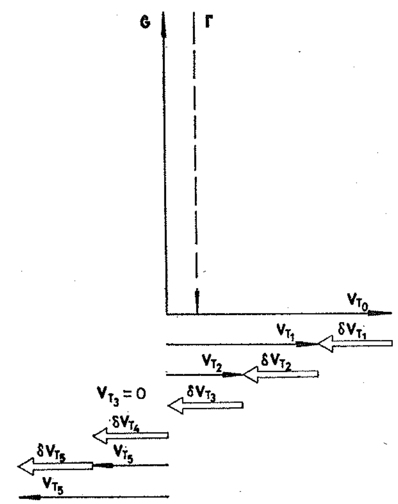
$$v_2 = v_1 + v_{T_2}.$$



Sl. 3.5.3. Promena vetra sa visinom pri istoj orijentaciji barskog i termičkog gradijenta

I tako se postupak može produžiti do poslednjeg izobarskog nivoa. Iz ovoga sledi da u slučaju kad se pravac i smisao gradijenta pritiska na nekom nivou podudara sa pravcem i smislom termičkog gradijenta u sloju iznad tog nivoa, vetar se u tom sloju sa visinom pojačava ali mu se pravac ne menja.

U drugom slučaju pretpostavićemo da su izobare na nekom nivou Z_o paralelne sa izotermama sloja koji se nalazi iznad nivoa Z_o, kao i u napred razmatranom slučaju. Međutim, neka je u ovom slučaju termički gradijent suprotno usmeren od gradijenta pritiska. Ovakav slučaj je prikazan na sl. 3.5.4. Vektor vetra na nivou Z_o je isti kao i u prethodnom slučaju. Međutim, vektor termičkog vetra v_T je u svim slojevima usmeren u suprotnom smeru od vektora vetra v_o. Zbog toga će se vetar sa visinom smanjivati sve dok na izvesnoj visini ne bude dostignuta tišina. Dalje, sa visinom brzina vetra će se povećavati, ali će vetar duvati u suprotnom smeru od vetra na nivou Z_o.



Sl. 3.5.4. Promena vetra sa visinom pri suprotnoj orijentaciji barskog i termičkog gradijenta

Opisani slučajevi predstavljaju ekstremne uslove promene vetra sa visinom. U svim drugim slučajevima kad se pravac gradijenta pritiska i termičkog gradijenta ne podudaraju, promena brzine vetra sa visinom je manja nego u napred razmatranim slučajevima, ali se i pravac vetra sa visinom menja. U ovim slučajevima pravac vetra menja se sa visinom tako da vetar teži da zauzme pravac izotermi.

3.6. **Izalobarski vetar.** Uspostavljanje i održavanje uravnoteženog kretanja u atmosferi teško je ostvarljivo iz više uzroka. Jedan od najvažnijih je svakako stalna promena pritiska u toku vremena. U ovom poglavlju biće prikazano u kakvoj je zavisnosti geostrofsko odstupanje od promene gradijenta pritiska sa vremenom, odnosno, kakav efekat na vetar ima promena polja pritiska u toku vremena.

Zamislimo horizontalno kretanje bez trenja predstavljeno jednačinama

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} + fv$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} - fu.$$

Ako pretpostavimo da se izobare pružaju u pravcu zapad—istok i da je sila gradijenta pritiska linearna funkcija vremena, biće

$$-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} = 0; \quad -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} = G = G_o + \left(\frac{\partial G}{\partial t}\right)_o t.$$

Ovde G predstavlja silu gradijenta pritiska za jedinicu mase koji je usmeren pravcem sever—jug, a indeks nula označava vrednosti odgovarajućih veličina u početnom trenutku vremena. Kad se ovi uslovi uvrste u gornje jednačine kretanja, dobija se

$$\frac{du}{dt} = fv$$

$$\frac{dv}{dt} = G - fu.$$

Množeći drugu jednačinu kretanja sa i (kvadratni koren od —1) i posle sabiranja sa prvom dobijamo jednačinu

$$\frac{d}{dt}(u + iv) = iG - if(u + iv).$$

Označivši komponentu brzine $u + iv$ sa V, koja je zavisno promenljiva, imamo

$$\frac{dV}{dt} = iG - ifV.$$

Ovo je obična linearna diferencijalna jednačina prvog reda sa konstantnim koeficijentima koja ima rešenje u obliku

$$Ve^{ift} = \int iGe^{ift}\, dt + K,$$

gde je K integraciona konstanta. Uvođenjem pretpostavke da je G linearna funkcija vremena i izjednačujući stvarni i imaginarni deo od V sa stvarnim i imaginarnim delom na desnoj strani jednačine, dobija se konačan oblik rešenja za komponente brzine izalobarskog vetra

$$u = -\frac{1}{f\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{f^2\varrho}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)\sin ft \qquad (3.6.1)$$

$$v = -\frac{1}{f^2\varrho}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right) + \frac{1}{f^2\varrho}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)\cos ft. \qquad (3.6.2)$$

S obzirom na uvedene pretpostavke ovo rešenje se odnosi na slučaj kada su izobare i izalobare orijentisane pravcem istok—zapad. Jednačine (3.6.1) i (3.6.2) pokazuju da postoje tri vrste doprinosa polju brzine. Prvi od njih je predstavljen krajnjim članovima na desnim stranama obeju jednačina, koji daju periodičnu promenu sa vremenom. Vremenski period promene odgovara periodu inercijalnog kretanja koje je uslovljeno vibracijom delića koji se kreće horizontalno na Zemlji koja rotira. Drugi doprinos je predstavljen u prvom članu na desnoj strani jednačine (3.6.1), koji označava geostrofsku komponentu vetra, tj. on predstavlja deo polja brzine koji je u geostrofskoj ravnoteži sa gradijentom pritiska. Najzad, treća vrsta doprinosa predstavljena je prvim članom na desnoj strani jednačine (3.6.2), čija veličina zavisi od gradijenta tendencije pritiska. Ovaj član predstavlja komponentu koja stoji normalno na izalobare, a usmerena je u pravcu pada pritiska.

Zamislimo sada da se polje strujanja ne menja u prostoru, već je samo funkcija vremena, tj. da se neki posmatrani strujni ili barski model ne premešta u prostoru, već se razvija ili slabi u toku vremena. To znači da u jednačinama kretanja umesto individualnih možemo pisati lokalne promene ubrzanja, tj.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} + fv$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} - fu.$$

Diferencirajući ove jednačine parcijalno po vremenu, imamo ako zanemarimo lokalne promene gustine

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial^2 p}{\partial t\,\partial x} + f\frac{\partial v}{\partial t} \\ \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial^2 p}{\partial t\,\partial x} - f\frac{\partial u}{\partial t}. \end{aligned}\right\} \qquad (3.6.3)$$

Radi daljeg uprošćenja uvešćemo pretpostavku Gordona (1962) da je ubrzanje konstantno, tj. da je

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = 0.$$

U tom slučaju je promena gradijenta pritiska u određenom intervalu vremena konstantna i jednačine (3.6.3) se svode na sledeće

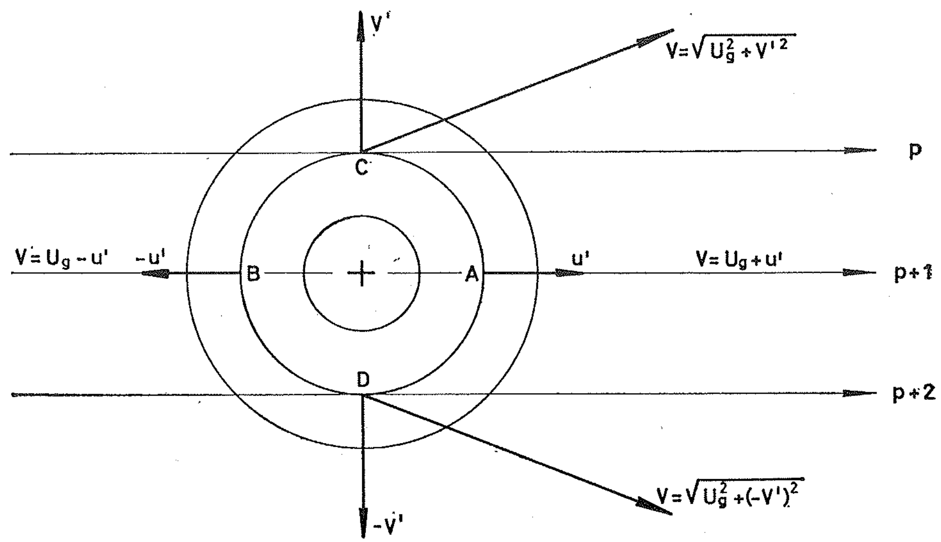
$$f\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{\varrho}\frac{\partial^2 p}{\partial t\,\partial x} \quad \text{i} \quad f\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial^2 p}{\partial t\,\partial y}.$$

S obzirom na našu pretpostavku da se ubrzanje sastoji samo od lokalne promene poslednje jednačine možemo pisati

$$u' = -\frac{1}{f^2\varrho}\frac{\partial^2 p}{\partial t\,\partial x} \ \text{i} \ v' = -\frac{1}{f^2\varrho}\frac{\partial^2 f}{\partial t\,\partial y} \ \text{gde su} \ u' = -\frac{1}{f}\frac{\partial v}{\partial t} \ \text{i} \ v' = -\frac{1}{f}\frac{\partial u}{\partial t}.$$

Ovakvo geostrofsko odstupanje, sa komponentama kao u poslednjim jednačinama, naziva se izalobarski vetar.

Na sl. 3.6.1 prikazano je polje pritiska u kome je strujanje geostrofsko od zapada ka istoku. Na polje pritiska superponirano je izalobarsko polje pozitivnih promena pritiska. Stvarni vetar, kao što je prikazano u tačkama *A*, *B*, *C*, *D*, dat je rezultantom geostrofskog i izalobarskog vetra. U tački *C* kao rezultat pojave izalobarskog polja stvarni vetar će duvati pod uglom u odnosu na izobare, i to u pravcu niskog pritiska. U tački *D* izalobarski vetar je usmeren u suprotnom smeru onom u tački *C*, pa će stvarni vetar duvati u pravcu visokog pritiska. U atmosferi se neprekidno odvija proces razvoja ciklona i anticiklona, što se ispoljava u postojanju izalobarskih polja. Zbog toga je precizna analiza izalobarskih polja i izalobarskog vetra jedan od najvažnijih elemenata za prognozu vremena.



Sl. 3.6.1. Odnos izalobarskog i gradijentnog vetra

3.7. **Predstavljanje polja vetra.** Polje vetra odnosno strujno polje u horizontalnoj ravni je potpuno određeno u datom trenutku vremena ako su u svakoj tački polja intenzitet (brzina) V i pravac vetra, određeni nekim uglom β. Ove veličine su funkcije koordinata x i y, tj.

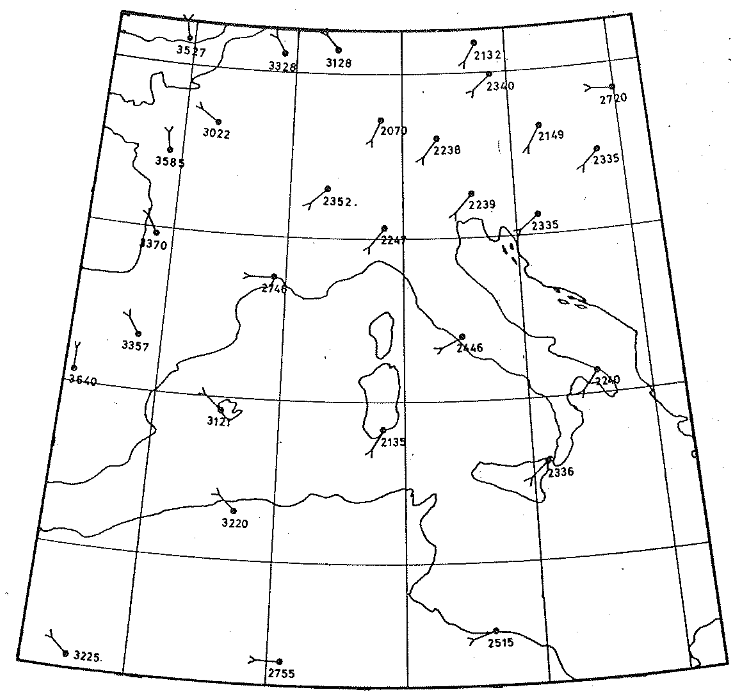
$$V = V(x, y), \qquad \beta = \beta(x, y).$$

Međutim, ovaj uslov nije moguće ispuniti. Podaci o vetru postoje samo u izvesnom vrlo malom broju tačaka. Zbog toga smo prinuđeni da vršimo interpolaciju u polju strujanja pomoću podataka u diskretnim tačkama polja. Najčešći metod kojim se ovakva interpolacija vrši je crtanje dve grupe linija koje u potpunosti daju sliku polja strujanja. To su grupa linija duž kojih je pravac vetra konstantan (izogone) i druga grupa linija duž kojih je brzina vetra konstantna (izotahe).

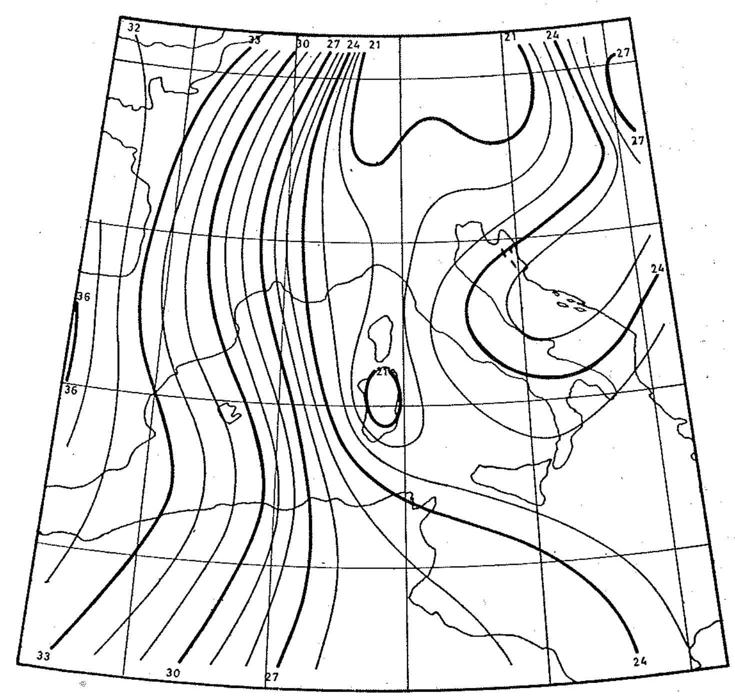
Slika 3.7.1 sadrži podatke o pravcu i brzini vetra na stanicama. Ovi podaci su izraženi brojkama i odgovarajućim simbolima.

Koristeći se podacima o pravcu vetra prikazanim na sl. 3.7.1, izvučene su izogone na svakih 10°. To je pokazano na sl. 3.7.2.

Predstavljajući brzinu uvek vektorski navikli smo da pravac kretanja pokazujemo strelicom. Zbog toga nam često puta više odgovara predstavljanje strujnog polja linijama koje predstavljaju tangente u svakoj tački na vektor vetra, tj. strujnim



Sl. 3.7.1. Pravac i brzina vetra na izobarskoj površini 500 mb 24. oktobra 1964. 01 SEV

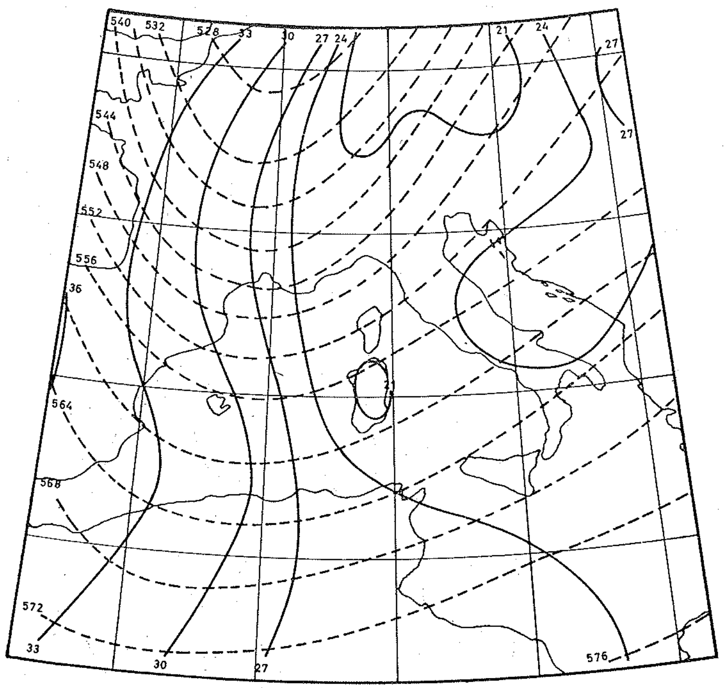


Sl. 3.7.2. Izogone na izobarskoj površini 500 mb 24. oktobra 1964. 01 SEV

linijama nego izogonama. Drugim rečima, u svakoj tački strujne linije ispunjen je uslov da je $\mathbf{v} x d\mathbf{r} = 0$, dge je $\mathbf{v}$ vektor brzine a $d\mathbf{r}$ element strujne linije sa komponentama dx i dy.

Strujne linije se obično konstruišu tako što se najpre na osnovu podataka o vetru iscrtaju izogone. Zatim se duž svake izogone iscrta niz malih crtica, koje označavaju pravac vetra na izogoni. Ovde se još vodi računa da rastojanje između crtica odgovara brzini vetra, i to tako što će stojati u obrnutom odnosu — većoj brzini odgovara manje odstojanje i obratno. To je prikazano na sl. 3.7.3. Najzad ove crtice se povežu linijama na koje su one tangentne; dobijene linije predstavljaju strujnice za odgovarajuće strujno polje. Slika 3.7.4 prikazuje jedan primer strujnog polja prikazanog strujnim linijama.

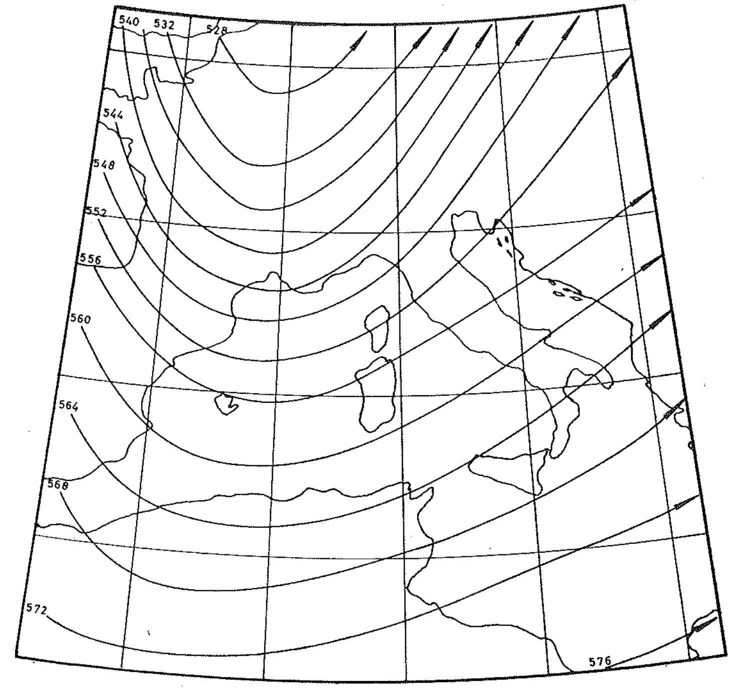
Iz prethodnih poglavlja proizlazi da će u slobodnoj atmosferi, gde obično važi geostrofska aproksimacija, strujne linije ležati paralelno izobarama. Zbog toga u slojevima iznad sloja trenja odstupanje pravca strujnih linija od izobara može da se javi samo kao posledica ubrzanja.



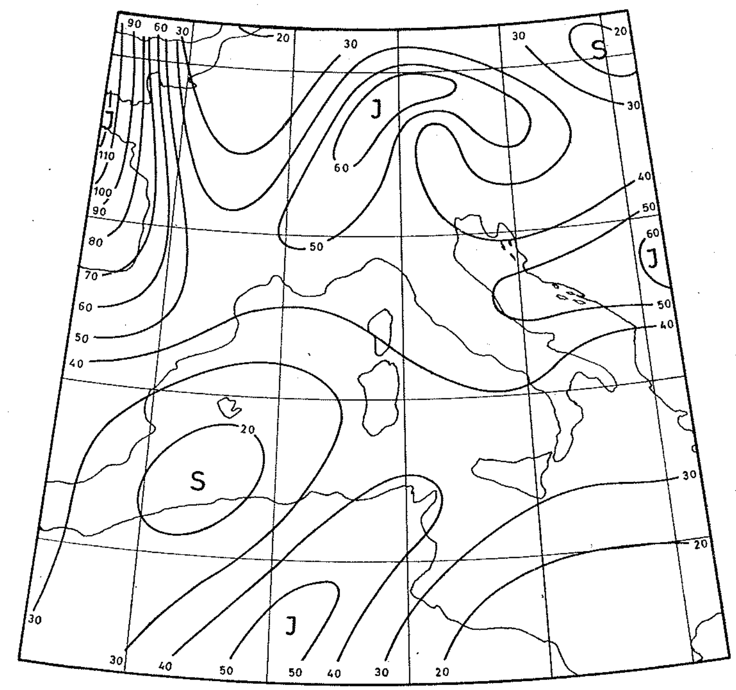
Sl. 3.7.3. Izogone sa elementima strujnih linija na izobarskoj površini 500 mb 24. oktobra 1964. 01 SEV

Linije jednakih brzina — izotahe — konstruišu se znatno lakše nego strujne linije. Dovoljno je raspolagati sa podacima o brzini vetra na stanicama koje se obično koriste za analizu strujnog polja. Međutim, može se reći da se izotahe ređe koriste od strujnih linija. Postoji praksa da se izotahama izdvoje samo oblasti veoma velikih brzina na nekom izobarskom nivou ili na nekom vertikalnom preseku. Primer analize polja strujanja izotahama prikazan je na sl. 3.7.5.

Izotahe olakšavaju praćenje premeštanja oblasti sa vetrom velikih brzina u horizontalnom pravcu. Brzina premeštanja tih oblasti je znatno manja od brzine vetra u istoj horizontalnoj ravni. Ovo se može zapaziti na kartama apsolutne topografije ili na vertikalnim presecima uzastopnim praćenjem promena polja vetra.



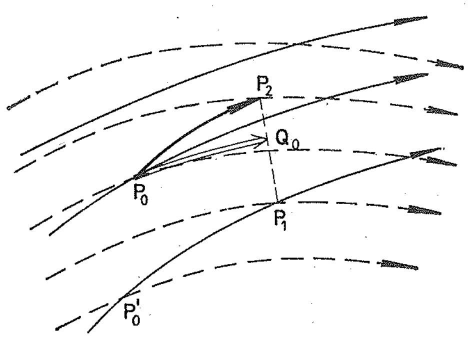
Sl. 3.7.4. Strujne linije na izobarskoj površini 500 mb 24. oktobra 1964. 01 SEV



Sl. 3.7.5. Izotahe na izobarskoj površini 500 mb 24. oktobra 1964. 01 SEV

Za upoznavanje i proučavanje polja vetra velik značaj ima konstrukcija trajektorija, tj. putanja kojim se kreću pojedine čestice vazduha u nekom određenom intervalu vremena.

U slučaju kada se polje pritiska sa vremenom ne menja ili kada uvedemo pretpostavku da je polje strujanja stacionarno, određivanje trajektorija delića ne predstavlja nikakvu osobitu teškoću. U ovom specijalnom slučaju strujne linije su postojane pa istovremeno predstavljaju i trajektorije. Međutim, kada se polje pritiska sa vremenom menja, što je obično slučaj, tačne putanje delića, odnosno trajektorije, vrlo je teško dobiti. U tom slučaju se mogu dobiti približne trajektorije iz podataka o vetru, dobijenih u više uzastopnih termina i korišćenjem metoda uzastopnih aproksimacija. Ilustracije radi ovde će biti opisan metod Gustafsona za dobijanje trajektorija ako se raspolaže kartama strujanja i izotaha.



Sl. 3.7.6. Konstrukcija trajektorija po kartama strujnih linija i izotaha

Na sl. 3.7.6 prikazane su dve grupe strujnih linija koje predstavljaju strujno polje iznad neke određene oblasti, i to na početku i na kraju vremenskog intervala Δt. Pretpostavimo da želimo da izračunamo putanju delića u vremenu Δt koji se na početku ovog intervala nalazio u tački P_0. Kad se ne bi menjalo strujno polje delić bi se kretao brzinom V_0 i do kraja intervala Δt dospeo bi u položaj P_1. Međutim, posle ovog vremenskog intervala strujno polje je dobilo oblik prikazan punim linijama. U tom trenutku postoji u tački P_1 neka druga brzina V_1. Krećući se po strujnom polju kakvo je na kraju vremenskog intervala, delić bi da bi došao u tačku P_1 morao da pređe putanju $P_0'P_1 = V_1 \Delta t$ umesto $P_0P_1 = V_0 \Delta t$. Ako vektor $P_0'P_1$ premestimo u tačku P_0, zauzeće položaj P_0P_2. Zatim povežimo tačke P_1 i P_2. Tada će tačka Q_0, koja se nalazi na sredini ove duži, predstavljati drugu aproksimaciju položaja delića na kraju vremenskog intervala. Pošto je određena i krajnja tačka trajektorije, tačke P_0 i Q_0 se spoje linijom tako da ona predstavlja tangentu u tački P_2 na strujnu liniju strujnog polja na početku intervala i tangentu u tački Q_0 na strujnu liniju strujnog polja na kraju intervala. Najzad, izmeri se odstojanje P_0Q_0 i uporedi sa putanjom koju bi delić prešao ako bi se kretao srednjom brzinom V, dobijenom iz karata izotaha na početku i kraju intervala, i računatom duž aproksimativne trajektorije P_0Q_0. Ukoliko se ovako dobijena dužina putanje ne slaže sa prethodno dobivenom tačka Q_0 mora se podesiti da odgovara srednjoj dužini ovih dveju putanja.

3.8. **Cirkulacija.** Cirkulacija i vrtložnost su pojmovi razvijeni u hidrodinamici a u toku druge polovine XIX veka uvedeni u meteorologiju. Otkriće Helmholtza da je vrtložno kretanje vrlo postojano i V. Bjerknesa da je ubrzanje cirkulacije proizvod baroklinosti u fluidu bilo je putokaz meteorolozima—teoretičarima da se ovi pojmovi koriste za proučavanje kretanja u atmosferi. U novije vreme, tačnije govoreći od 1939. godine, zahvaljujući Rossbyjevim radovima, ovi pojmovi su dobili uspešnu primenu u analizi i prognozi vremena. Danas se dinamički metodi prognoze vremena uglavnom zasnivaju na ovim pojmovima, pa ćemo ih zato nešto detaljnije opisati.

Cirkulacija označava kruženje fluida duž zatvorene krive. Matematički cirkulacija C je data izrazom

$$C = \oint \mathbf{v} \cdot d\mathbf{r}. \tag{3.8.1}$$

Ako je $\mathbf{v} = (u, v, w)$ može se skalarni integral (3.8.1) napisati u obliku

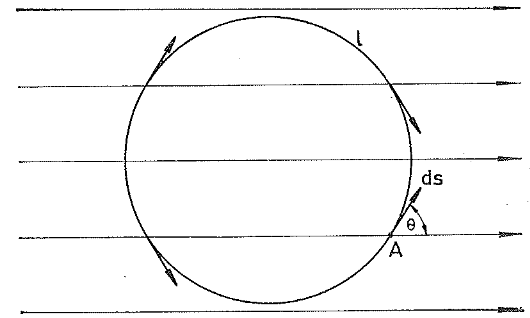
$$C = \oint (udx + vdy + wdz)$$

ili u horizontalnoj ravni x, y

$$C = \oint (udx + vdy)$$

gde su dx, dy i dz komponente od $d\mathbf{r}$.

Praktičniji izraz za cirkulaciju se dobija ako se cirkulacija izrazi u polarnim koordinatama. U tom cilju posmatrajmo sliku 3.8.1.



Sl. 3.8.1. Cirkulacija u fluidu

Prave tanke linije na sl. 3.8.1 predstavljaju strujnice fluida, a kriva l kružnicu potopljenu u fluid. Komponenta brzine u tački A u pravcu tangente na kružnu liniju je data sa $V \cos \Theta$. V označava brzinu u tački A strujnog polja a Θ ugao između pravca struje i pravca tangente duž elementa dužine zatvorene krive u istoj tački. Tok fluida duž elementa dužine ds kružne linije po definiciji je $V \cos \Theta ds$, a tok duž cele krive linije, što po definiciji predstavlja cirkulaciju fluida, dobićemo kad se uzme linijski integral komponente brzine duž zatvorene krive, tj.

$$C = \oint v \cos \Theta \, ds. \tag{3.8.2}$$

Cirkulacija se smatra pozitivnom kada se, idući duž komponente brzine $V \cos \Theta$, oblast zatvorena krivom linijom nalazi na levoj strani.

U atmosferi se često sreću zatvorene izobare kao koncentrični krugovi. Korišćenjem geostrofske aproksimacije smatramo da stvarni vetar duva duž izobara. U tom slučaju je duž krive koja se podudara sa izobarom svuda $\Theta = 0$ i $\cos \Theta = 1$. Tada je cirkulacija duž kružne izobare

$$C = \oint V ds.$$

Ako je duž izobare brzina V konstantna, onda je

$$C = V \oint ds$$

odnosno

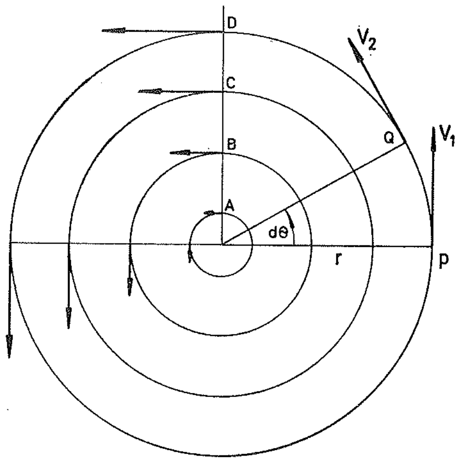
$$C = V \cdot 2\pi r \tag{3.8.3}$$

gde r predstavlja poluprečnik kružne izobare. To znači da je cirkulacija duž zatvorene izobare sa konstantnom brzinom vetra jednaka proizvodu brzine vetra i dužine zatvorene izobare. S obzirom na definiciju znaka cirkulacije, u ciklonu je cirkulacija pozitivna a u anticiklonu negativna.

3.9. **Vrtložnost.** Vrtložnost je mera rotacije ili okretanja. Matematička definicija komponente vrtložnosti oko vertikalne ose je data izrazom

$$\varsigma = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

Da bismo što lakše objasnili pojam vrtložnosti, zamislimo jedan disk. Kad se disk zavrti, uglovna brzina svih delića je jednaka i data je izrazom.



Sl. 3.9.1. Obrtanje diska

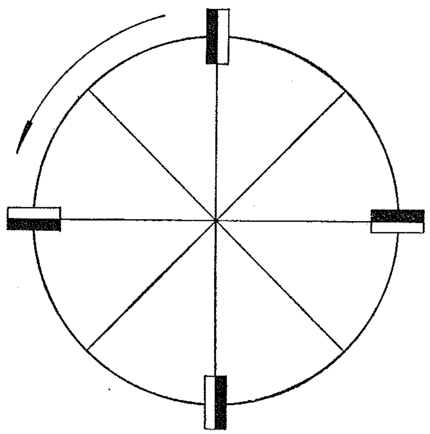
$$\omega=\frac{V}{r}.$$

Periferna brzina V delića na disku zavisi od udaljenja od centra i od brzine rotacije diska. Intenzitet ubrzanja prema centru diska može se predstaviti sa

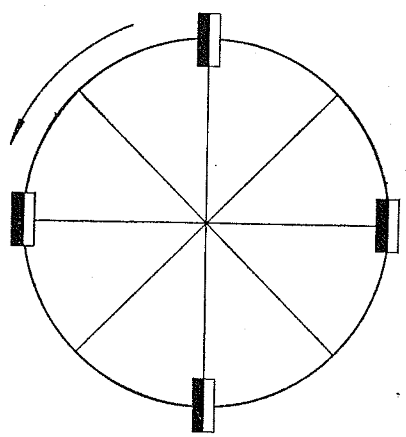
$$\frac{dV}{dt}=\frac{V^2}{r}.$$

Odnosi uglovne i periferne brzine, kao i ubrzanja, mogu se videti na sl. 3.9.1, na kojoj je prikazana rotacija diska.

Posmatrajući sliku 3.9.2 na kojoj je figurativno prikazana rotacija delića koji su pričvršćeni za osu rotacije, vidimo da pri jednom punom obrtu svaki delić načini jedan obrt oko vertikalne prave koja se zajedno sa delićem okreće. Na sl. 3.9.3 je, takođe figurativno, prikazano kako bi pri rotaciji mogla da ne postoji vrtložnost delića. Da bi to moglo da se ostvari, vidimo da bi delići morali da imaju sposobnost da za vreme rotacije zadrže uvek istu orijentaciju, kao što je to prikazano na sl. 3.9.3.



Sl. 3.9.2. Rotaciono kretanje



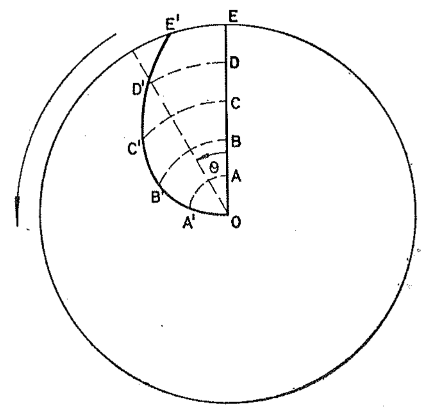
Sl. 3.9.3. Nerotaciono kretanje

Kod čvrstih predmeta koji rotiraju svi delići koji se nalaze duž proizvoljno povučenog radijusa rotiraju uvek brzinom koja je srazmerna uglovnoj brzini i odstojanju od centra rotacije. Međutim, kod fluida postoji mogućnost da brzina delića koji rotiraju bude manja ili veća od one koja bi odgovarala uglovnoj brzini i odstojanju od centra rotacije. To je prikazano na slikama 3.9.4 i 3.9.5.

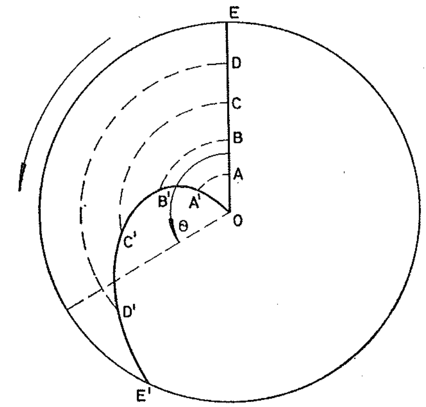
U prvom slučaju, kako je pokazano na sl. 3.9.4, uglovna brzina je različita za različite deliće fluida. Od centra rotacije do tačke D uglovna brzina je veća a od

D do E manja nego što bi bila uglovna brzina delića diska koji bi se nalazili na istom odstojanju od centra i pri rotaciji čvrstog diska uglovnom brzinom kojom rotira tačka D.

U drugom slučaju, koji je prikazan na sl. 3.9.5, delići fluida od centra rotacije do tačke D imaju manju a od tačke D do E veću uglovnu brzinu nego što bi imali delići koji bi se nalazili na istom odstojanju od centra rotacije na čvrstom disku koji rotira istom uglovnom brzinom kao i tačka D.



Sl. 3.9.4. Promena uglovne brzine pri rotaciji fluida



Sl. 3.9.5. Promena uglovne brzine pri rotaciji fluida

3.10. **Odnos cirkulacije i vrtložnosti.** Polazeći od pojma cirkulacije i posmatrajući cirkulaciju oko elementa $dxdy$ horizontalne površine, možemo lako videti da je matematički izraz za cirkulaciju u pravouglom koordinatnom sistemu dat sa

$$C=\oint(udx+vdy).$$

Cirkulaciju dc pravouglog elementa površine sa stranama dx i dy ćemo dobiti ako saberemo doprinose cirkulaciji duž pojedinih ivica elementarnog pravougaonika:

$$dc=udx+\left(v+\frac{\partial v}{\partial x}dx\right)dy-\left(u+\frac{\partial u}{\partial y}dy\right)dx-vdy.$$

Množenjem dobijamo da je

$$dc=udx+vdy+\frac{\partial v}{\partial x}dx\,dy-udx-\frac{\partial u}{\partial y}dx\,dy-vdy$$

i nakon skraćivanja

$$dc=\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)dx\,dy$$

ili

$$dc=\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)dA \quad \text{odnosno} \quad dc=\zeta\,dA$$

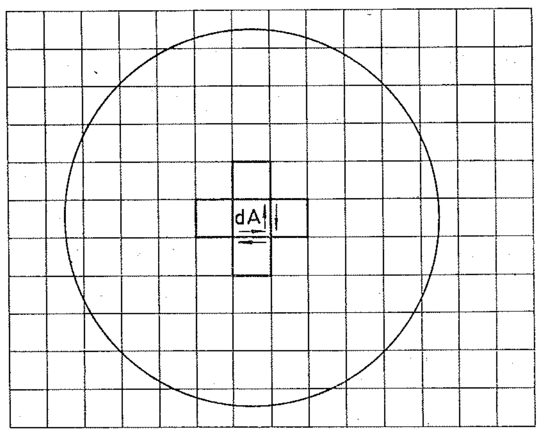
gde je dA površina posmatranog elementa pravougaonika. To nam daje novu definiciju vrtložnosti, po kojoj je vrtložnost cirkulacija na jedinicu površine. Ova definicija nam daje odnos između cirkulacije i vrtložnosti.

Pogledajmo sad čemu je jednaka vrtložnost kod nekog kružnog sistema koji rotira kao neki veliki disk. Najpre ćemo podeliti površinu diska na infinitezimalno male kvadrate kao što je pokazano na sl. 3.10.1.

Pri sabiranju komponenata cirkulacije oko malih kvadrata vidimo da je zbir komponenata cirkulacije između dva susedna kvadrata jednak nuli, jer je cirkulacija duž jedne ivice kvadrata suprotnog znaka od cirkulacije duž iste ivice u drugom kvadratu. Tako cirkulacija oko nekog kvadrata unutar oblasti neće doprinositi cirkulaciji oko granice oblasti, i ukupna cirkulacija cele oblasti se svodi samo na cirkulaciju duž granice oblasti. Prema tome možemo pisati

$$\oint (udx+vdy)=\int_A \left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right) dA, \tag{3.10.1}$$

gde leva strana predstavlja cirkulaciju oko date krive a desna strana je integral vrtložnosti iznad oblasti koju zatvara data kriva. Ova jednačina predstavlja dvodimenzionalni oblik Stoksove teoreme, koja daje odnos između cirkulacije i vrtložnosti za oblike konačnih razmera. Jednačinu (3.10.1) možemo dalje pisati



Sl. 3.10.1. Cirkulacija oko krive koja zatvara određenu oblast

$$C=\int_A \zeta\, dA. \tag{3.10.2}$$

Fluid u kome je vrtložnost svuda jednaka nuli ima cirkulaciju oko svih mogućih zatvorenih kriva jednaku nuli, što znači da je kretanje fluida nerotaciono.

Ako pretpostavimo da je vrtložnost iznad date oblasti konstantna, onda jednačinu (3.10,2) možemo pisati

$$C=\zeta\int_A dA. \tag{3.10.3}$$

Kada ograničena oblast ima oblik kruga, kao što je razmatrani slučaj na sl. 3.10.1, cirkulacija C i površina oblasti A će biti

$$C=\oint dc=2\,r\,\pi \qquad A=\int_A dA=r^2\pi.$$

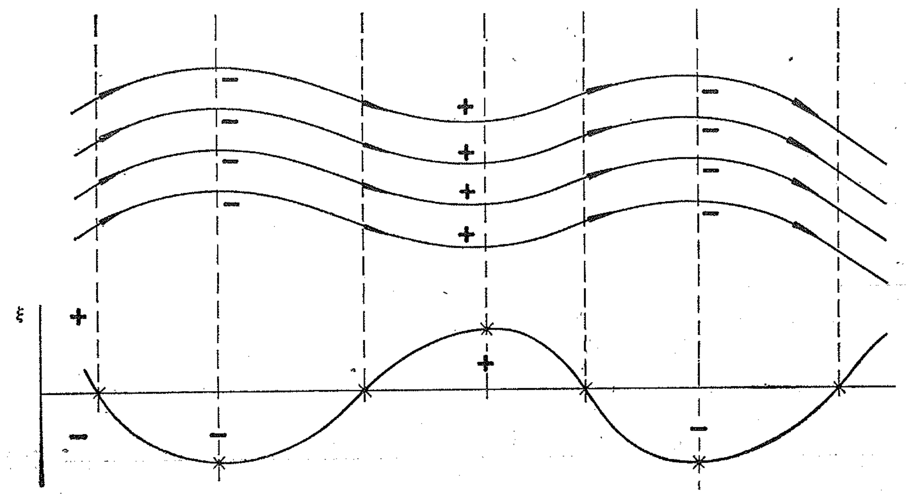
Zamenom ovih vrednosti u jednačini (3.10.3) dobijamo

$$\zeta=\frac{2\,V}{r} \quad \text{odnosno} \quad \zeta=2\,\omega.$$

To nam pokazuje da je vrtložnost diska, ili nekog sistema koji rotira kao disk, jednaka njegovoj dvostrukoj uglovnoj brzini.

3.11. **Vrtložnost u atmosferi.** U atmosferi pored sistema pritiska predstavljenim koncentričnim izobarama, gde se delići vazduha kreću po kružnim putanjama, srećemo i modele pritiska talasnog oblika. Jedan takav model je prikazan na sl. 3.11.1. Znacima plus ili minus označena je vrsta vrtložnosti a na grafiku ispod modela iznos vrtložnosti.

Anticiklonalno iskrivljenje doprinosi negativnoj a ciklonsko pozitivnoj vrtložnosti. Najveća vrtložnost je u delu modela gde je i najveća krivina, a najmanja u tačkama infleksije, gde je krivina jednaka nuli.



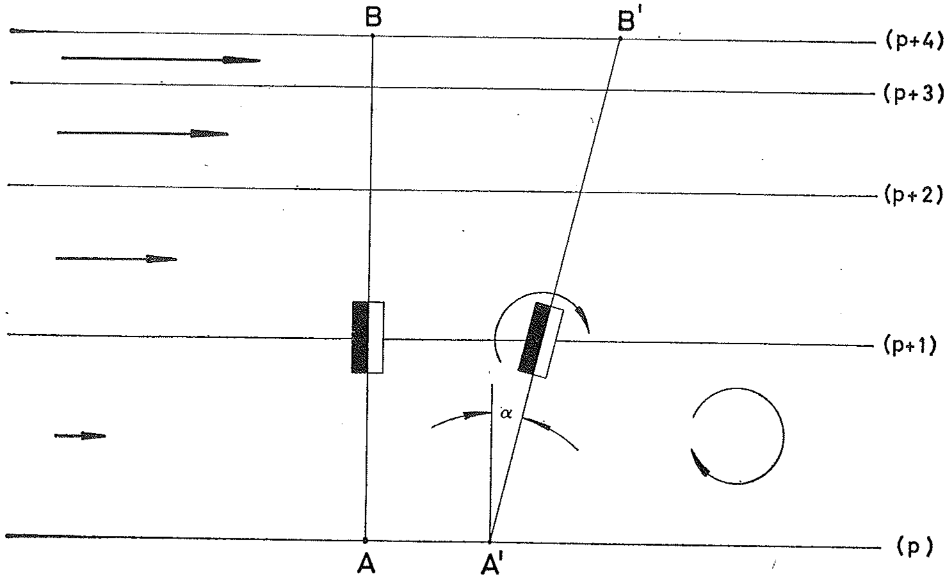
Sl. 3.11.1. Vrtložnost pri talasnom modelu strujnog polja

Ovaj primer nam pokazuje da je vrtložnost funkcija oblika strujnog polja. Ta činjenica ima velikog značaja u meteorologiji, pošto uz primenu geostrofske aproksimacije smatramo da vetar duva duž izobara koje istovremeno predstavljaju strujnice i putanje delića vazduha koji se kreću. Na taj način možemo pomoću krivine izobara da procenjujemo vertikalnu komponentu vrtložnosti polja vetra u atmosferi.

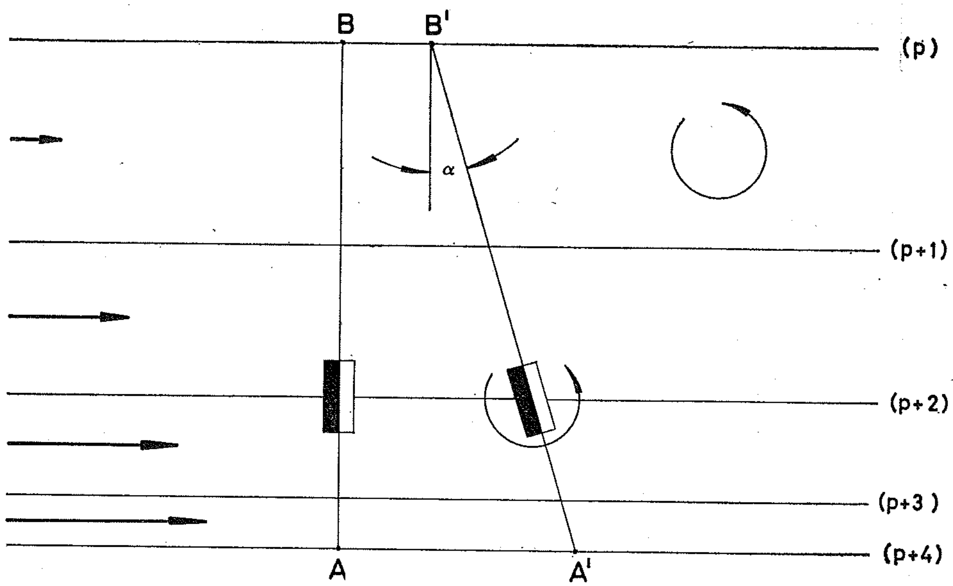
Sem krivine putanje kojom se delić kreće, vrtložnost je funkcija i smicanja. Kao što je već ranije definisano, smicanje je određeno iznosom promene brzine u pravcu normalnom na pravac kretanja. S obzirom na to, u polju pritiska postojaće smicanje ako se gradijent pritiska menja u pravcu samog gradijenta, tj. ako postoji promena brzine vetra kad se ide duž pravca normalnog na izobare.

Matematički smicanje je dato izrazom $\frac{\delta V}{\delta n}$. Ovde je δV promena intenziteta brzine a δn elemenat odstojanja normalno na brzinu. Pojava vrtložnosti kao funkcija smicanja ilustrovana je slikama 3.11.2 i 3.11.3.

Na sl. 3.11.2 prave linije predstavljaju izobare a strelice vektore brzine. Brzina je, kao što se vidi, obrnuto srazmerna rastojanju između izobara. Ako u jednom momentu zamislimo deliće vazduha koji se nalaze na liniji AB, onda će se zbog razlike u brzini posle vremena Δt isti delići nalaziti na liniji $A'B'$. Svaki od zamišljenih delića u toku ovog kratkog premeštanja izvršio je i mali obrt za ugao $\Delta\alpha$ u pravcu kazaljke na satu. U ovakvom strujnom polju postoji anticiklonalno smicanje koje prouzrokuje anticiklonalnu vrtložnost.



Sl. 3.11.2. Pozitivna vrtložnost usled anticiklonalnog smicanja

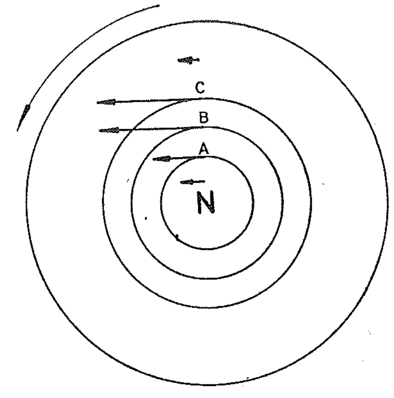


Sl. 3.11.3. Negativna vrtložnost usled ciklonalnog smicanja

Polje pritiska sa smicanjem u suprotnom smislu od prethodnog prikazano je na sl. 3.11.3. Ako na isti način fiksiramo deliće koji se u jednom određenom trenutku nalaze na duži AB primetićemo da se posle vremena Δt isti delići nalaze na duži $A'B'$. U toku tog vremenskog intervala delići su pored translatornog kretanja niz struju načinili i obrt oko svoje ose za ugao $\Delta\alpha$, i to u suprotnom smislu od kazaljke na satu. Pri ovakvom rasporedu izobara postoji ciklonalno smicanje koje daje delićima ciklonsku vrtložnost.

Rotacija kao posledica smicanja može da se zgodno proveri i na sledeći način. Pretpostavimo da se nalazimo na obali neke manje reke gde se brzina vode na površini od obale prema sredini naglo povećava. Ako u jednom trenutku na površinu vode spustimo lagano neku palicu, i to normalno na tok vode, primetićemo da će se kraj palice bliži obali sporije kretati nego suprotni kraj. Zbog toga će palica rotirati oko vertikalne ose. Ovo je potpuno analogno slučajevima prikazanim na slikama 3.11.2 i 3.11.3.

Modeli pritiska i strujni modeli u atmosferi su većinom takvi da se vrtložnost javlja usled postojanja oba parametra istovremeno — krivine i smicanja. Jedan takav slučaj je prikazan na sl. 3.11.4, gde je ilustrovana vrtložnost u depresiji kao funkcija krivine i smicanja.



Sl. 3.11.4. Vrtložnost u ciklonu

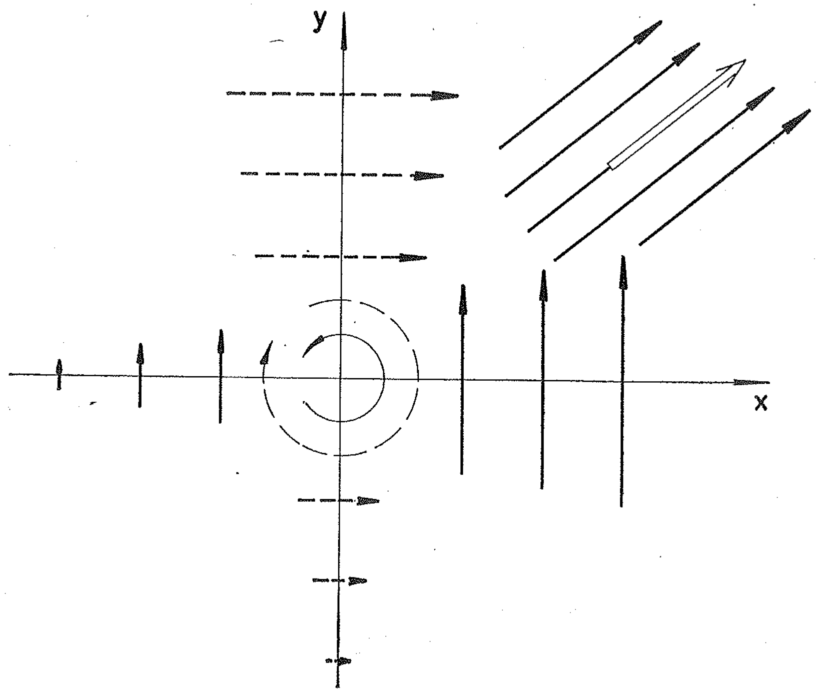
U tački A (sl. 3.11.4) krivina je ciklonska, pa je zbog toga i deo vrtložnosti koji je posledica krivine u toj tački ciklonska, odnosno pozitivna. Smicanje u istoj tački je takođe ciklonsko, pa je i parcijalna vrtložnost usled smicanja ciklonska. S obzirom na to u tački A će kao rezultat oba ova parametra postojati ciklonska vrtložnost.

U tački B krivina izobare je ciklonska, dok je smicanje jednako nuli, pošto je rastojanje između izobara u pravcu A i C jednako. Zbog toga vrtložnost u tački B će biti pozitivna, i to samo zbog ciklonskog iskrivljenja izobare u toj tački.

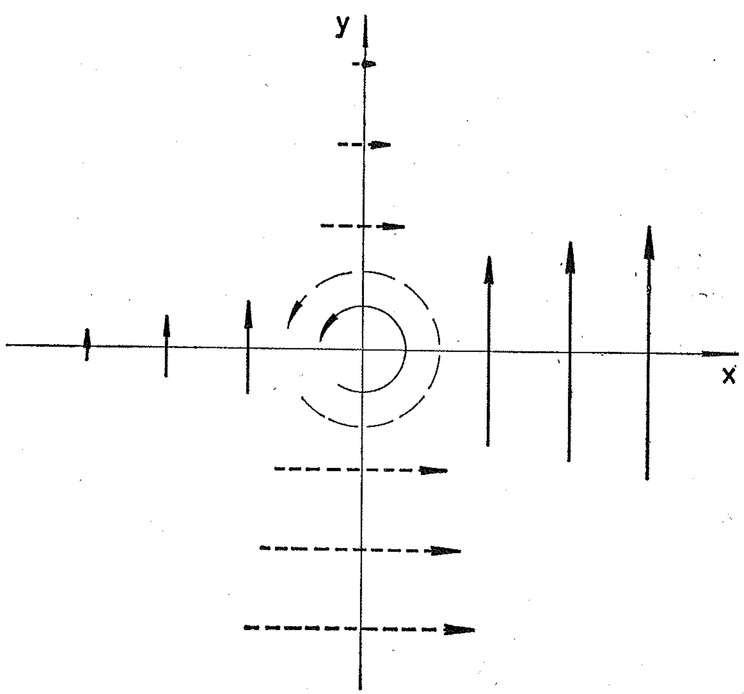
Najzad, razmotrimo vrstu i iznos vrtložnosti u tački C. U toj tački krivina je kao i u prethodne dve ciklonska, pa će vrtložnost usled ovoga parametra biti ciklonska. Međutim, smicanje u ovoj tački je anticiklonsko i vrtložnost uslovljena ovim parametrom biće negativna, tj. anticiklonska. Zbog toga ukupna vrtložnost može biti pozitivna, negativna ili jednaka nuli, u zavisnosti od vrednosti ovih dvaju parametara — krivine i smicanja.

Sad ćemo analizirati vertikalnu komponentu vrtložnosti na strujnom polju prikazanom na slikama 3.11.5 i 3.11.6.

Na sl. 3.11.5 punim strelicama je prikazana vrednost komponente v duž x ose a isprekidanim strelicama vrednost komponente u duž y ose. Iz slike se vidi da se komponenta v duž x ose povećava, pa je $\frac{\partial v}{\partial x}$ pozitivno. Takođe se i komponenta u povećava u pravcu y ose, pa je i $\frac{\partial u}{\partial y}$ pozitivno. Pozitivna promena komponente v u pravcu x ose predstavlja smicanje koje uslovljava ciklonalnu vrtložnost. Pozitivna promena komponente u u pravcu y ose znači smicanje koje daje anticiklonalnu vrtložnost. Prema tome ovde se radi o strujnom polju u kome postoji ubrzanje kretanja udaljavajući se od tačke O u pravcu strelice debelo izvučene. Međutim,



Sl. 3.11.5. Vrtložnost usled smicanja kada je $\frac{\partial u}{\partial y}$ pozitivno

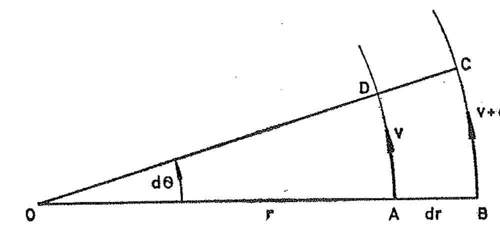


Sl. 3.11.6. Vrtložnost usled smicanja kada je $\frac{\partial u}{\partial y}$ negativno

iznos vrtložnosti je zavisan od razlike apsolutne vrednosti članova $\frac{\partial v}{\partial x}$ i $\frac{\partial u}{\partial y}$. Ako je prvi član veći od drugog, vrtložnost će biti ciklonalna, a ako je obrnut slučaj, biće anticiklonalna. Ako je pak slučaj takav da je $\frac{\partial v}{\partial x}=\frac{\partial u}{\partial y}$, strujno polje će biti nevrtložno, odnosno, delići vazduha u takvom strujnom polju imaće vrtložnost jednaku nuli.

Na sl. 3.11.6 prikazano je strujno polje u kome se komponenta brzine v povećava u pravcu x ose a komponenta u smanjuje u pravcu y ose. Ovakva promena komponenata brzine znači ciklonalno smicanje i u pravcu x i u pravcu y ose. Zbog toga će ovakvo strujno polje imati ciklonalnu vrtložnost.

S obzirom da u atmosferi stalno srećemo oblasti sa kružnom cirkulacijom, pokazuje se kao vrlo praktično da se vrtložnost kao funkcija krivine i smicanja izrazi u polarnim koordinatama. Na slici 3.11.7 prikazan je deo nekog sistema u atmosferi gde postoji kružna cirkulacija. Sa AD i BC obeležene su strujnice čiji se centar krivine nalazi u tački O.



Sl. 3.11.7. Vrtložnost u polarnim koordinatama

Posmatrajmo sada cirkulaciju oko elementa površine $ABCD$. Brzina V je u svakoj tački ovog elementa površine normalna na radius krivine. Zbog toga će, s obzirom na jednačinu (3.8.1), idući od A prema B i dalje u pravcu obrnutom od pravca kazaljke na satu biće:

$$\underset{(AB)}{dc=O}+\underset{(BC)}{(V+dV)(r+dr)\,d\Theta}+\underset{(DC)}{O}-\underset{(AD)}{Vrd\Theta}$$

Posle sređivanja i zanemarivanja proizvoda dveju infinitezimalnih veličina dobijamo

$$dc=(vdr+r\,dv)\,d\Theta$$

i odavde

$$\frac{dc}{dA}=\frac{V}{r}+\frac{dV}{dr}$$

odnosno

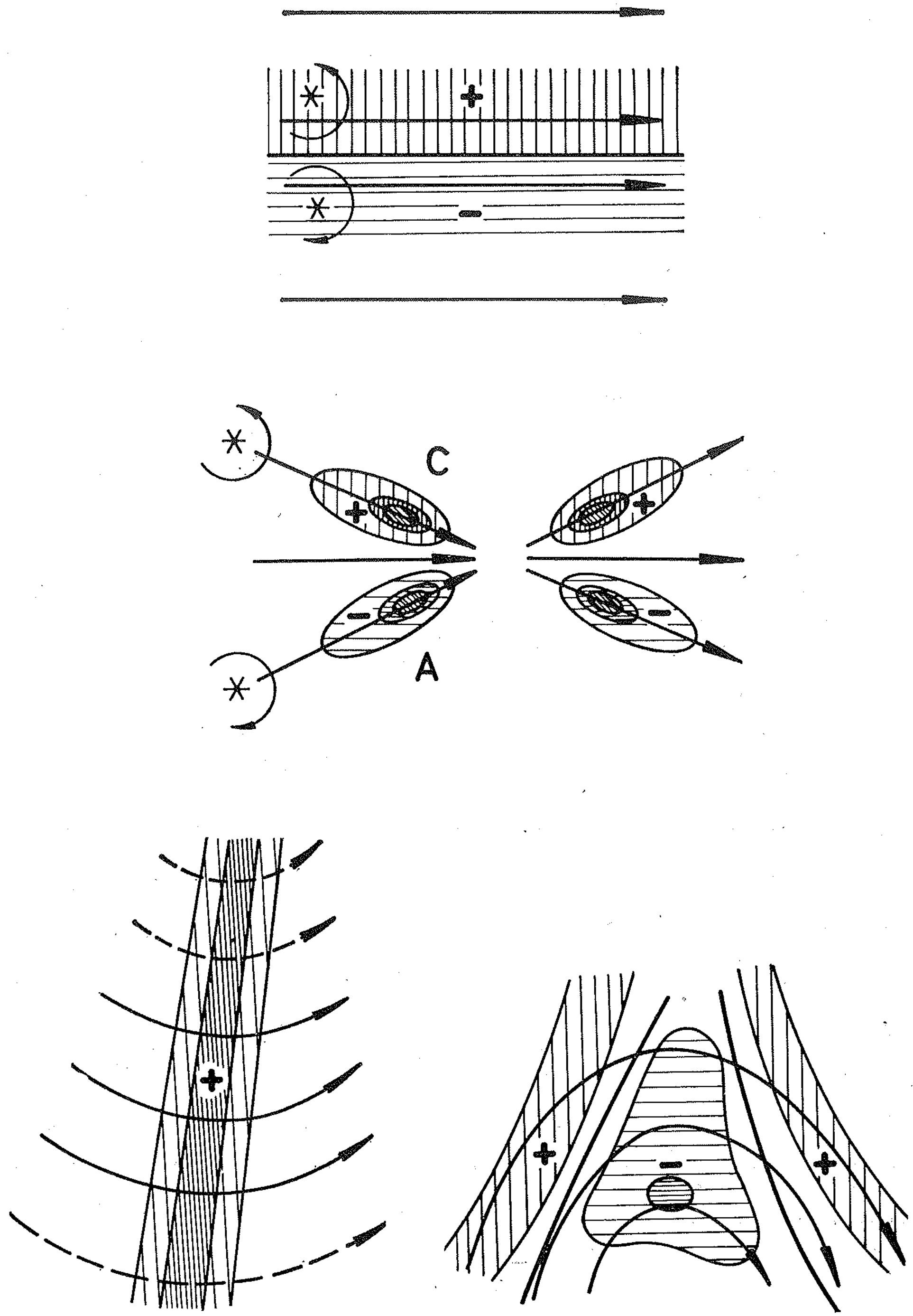
$$\zeta=\frac{V}{r}+\frac{dV}{dr}$$

gde je $dA=rdrd\Theta$, $\frac{V}{r}$ uglovna brzina a $\frac{dV}{dr}$ smicanje. Ako sa $K=\frac{1}{r}$ označimo krivinu, onda imamo

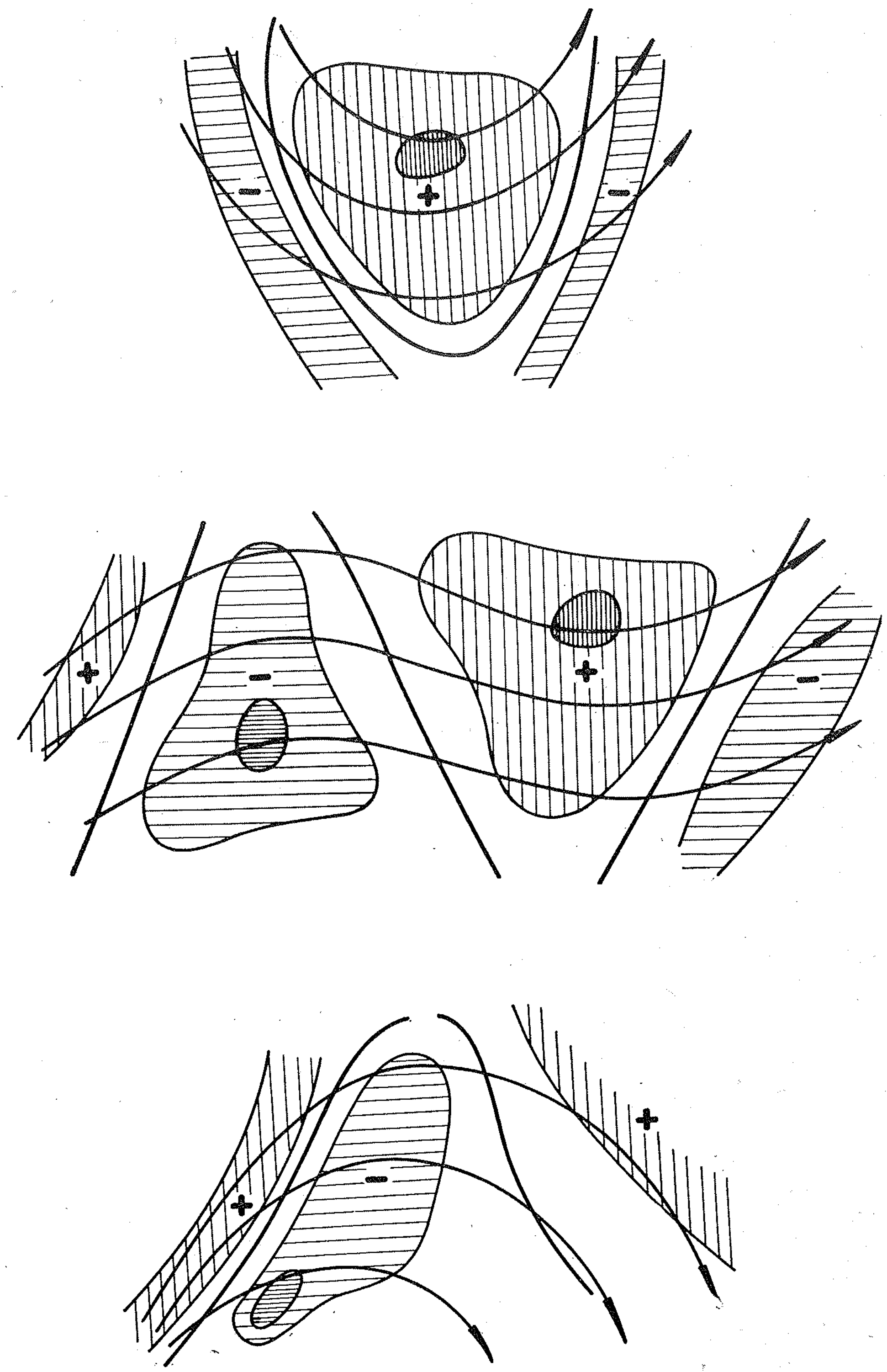
$$\zeta=KV+\frac{dV}{dr}.$$

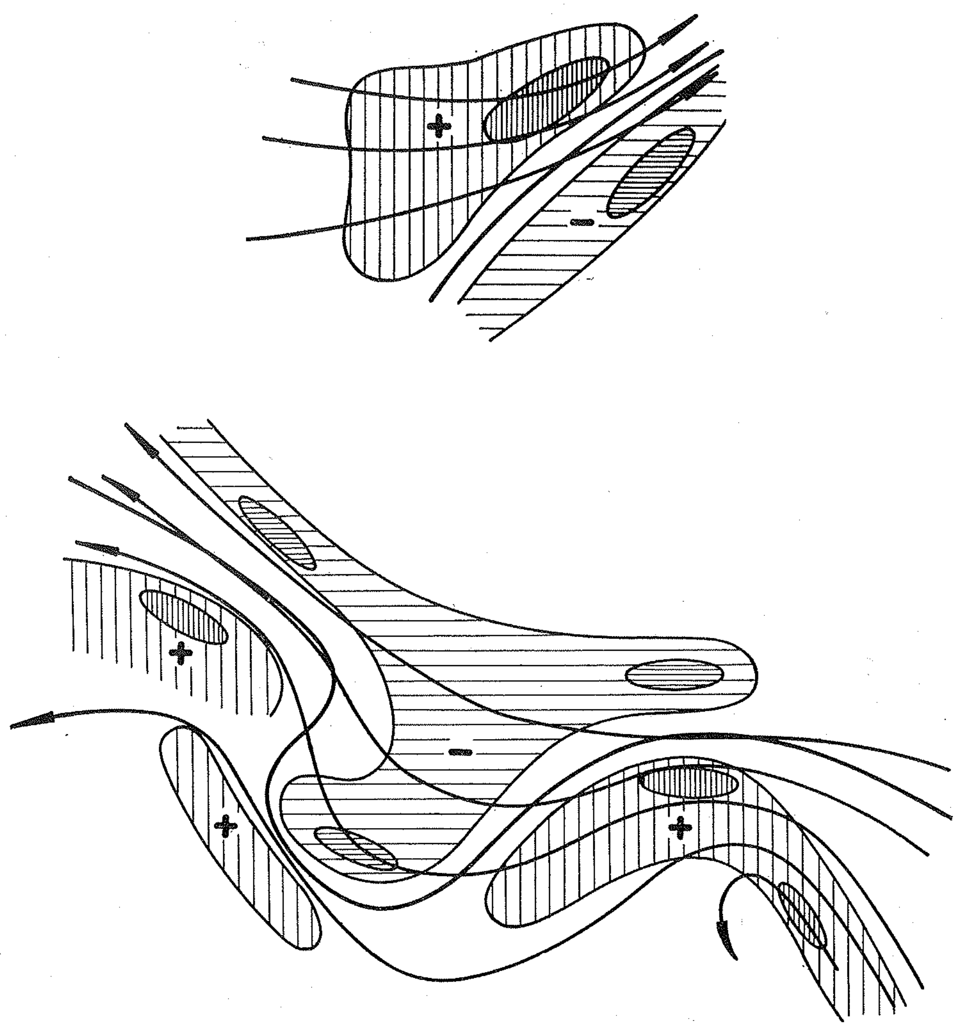
Prvi član na desnoj strani je kod ciklona pozitivan a kod anticiklona negativan.

Da bismo što bolje uočili zavisnost vrtložnosti od smicanja i krivine, na sl. 3.11.8 je prikazano više različitih strujnih modela sa odgovarajućom raspodelom vrtložnosti.



Sl. 3.11.8. Raspodela vrtložnosti kao funkcija krivine i smicanja u različitim strujnim modelima





Sl. 3.11.8. Raspodela vrtložnosti kao funkcija krivine i smicanja u različitim strujnim modelima

3.12. **Vrste talasnih kretanja u atmosferi.** Bitna karakteristika atmosfere je velika pokretljivost delića vazduha. Ta osobina pokretljivosti pod dejstvom spoljašnjih sila omogućuje prenos vazdušnih masa velikih razmera iz jedne geografske oblasti u drugu. Ovo, pak, dovodi do promena vremenskih stanja i raznih pojava u atmosferi.

Na atmosferu deluje velik broj sila i drugih činilaca. Kao rezultat toga delovanja njeno ponašanje je vrlo složeno. Danas još nismo u mogućnosti da uzmemo u obzir sve sile i faktore koji deluju na atmosferu i da formulišemo sve zakone kojima su podvrgnuti delići vazduha. Zbog toga smo upućeni na izdvajanje i uzimanje u obzir samo nekih od najvažnijih zakona, koje možemo formulisati i matematički izraziti.

V. Bjerknes je 1904. godine izdvojio 6 osnovnih jednačina u kojima su uzeti u obzir sila Zemljine teže, Coriolisova sila, sila gradijenta pritiska, zakon o neuništivosti mase, prvi princip termodinamike i veličine koje karakterišu stanje gasa. Tih 6 jednačina sa 6 zavisno promenljivih veličina u atmosferi su

$$\frac{du}{dt}=-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}+fv \qquad (3.12.1)$$

$$\frac{dv}{dt}=-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y}-fu \qquad \text{jednačine kretanja} \qquad (3.12.2)$$

$$\frac{dw}{dt}=-\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial t}-g \qquad (3.12.3)$$

$$\frac{d\varrho}{dt}+\varrho\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial t}\right)=0 \qquad \text{jednačina kontinuiteta} \qquad (3.12.4)$$

$$\frac{dQ}{dt}=c_p\frac{dT}{dt}-\frac{1}{\varrho}\frac{dp}{dt} \qquad \text{prvi princip termodinamike} \qquad (3.12.5)$$

$$p=R\varrho T \qquad \text{jednačina stanja} \qquad (3.12.6)$$

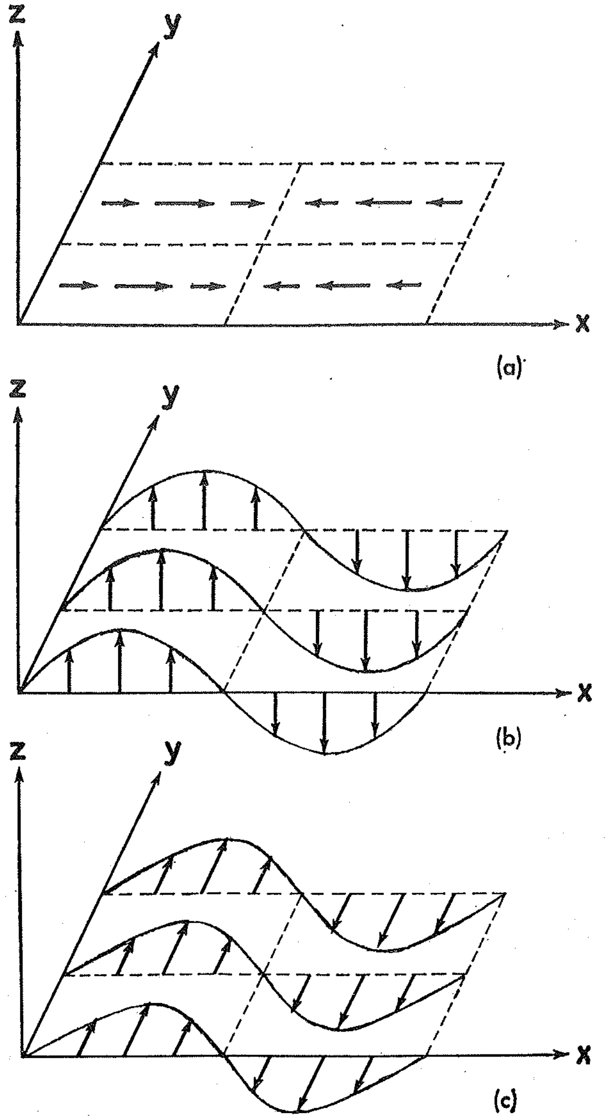
Zavisno promenljive veličine u ovim jednačinama su u, v, w, p, ϱ, T. Ovde se Q (dovedena toplota) smatra poznatom funkcijom. To jest, ovde se koristi adijabatska pretpostavka po kojoj se smatra da se u slobodnoj atmosferi u kraćim intervalima vremena dovod toplote može zanemariti $\left(\frac{dQ}{dt}=0\right)$, a da se ipak dobiju korisni rezultati.

Ovaj sistem jednačina je dosta uprošćen. U njemu su pored nekih veličina drugorazrednog značaja zanemarene i neke koje igraju veliku ulogu u atmosferi, kao, npr. trenje. Međutim, ovako uprošćen sistem jednačina je uz izvesne pretpostavke moguće rešiti i dobivena rešenja nam u velikoj meri pomažu da razumemo ponašanje atmosfere.

Razvoj dinamičke meteorologije i dinamičkih metoda prognoze vremena, naročito posle drugog svetskog rata, pokazao je da su izložene jednačine dosta opšteg karaktera. Njihova rešenja mogu da sadrže više tipova kretanja koja se po svom uticaju na vreme znatno razlikuju. To nas upućuje da pre svega proučimo vrste kretanja u atmosferi. Ovde ćemo razmatrati samo talasna kretanja u atmosferi, jer linearizovane hidrodinamičke jednačine za adijabatska kretanja vazduha imaju partikularna rešenja koja su periodična u prostoru i vremenu. To omogućuje da se superpozicijom elementarnih periodičnih rešenja dobiju opštija rešenja koja će se odnositi na složenija kretanja u atmosferi.

Za razmatranje jednog određenog tipa talasnog kretanja u atmosferi potrebno je definisati posebne uslove kojima se isključuju ostala kretanja i postiže da se dobijeno partikularno rešenje odnosi na tačno određenu vrstu kretanja koju razmatramo. Radi lakšeg definisanja posebnih uslova u jednačinama i izdvajanja čistog tipa talasnog kretanja, tipove talasnih kretanja možemo klasifikovati u tri grupe, i to: longitudinalne, vertikalno-transverzalne i horizontalno-transverzalne. Longitudinalni (poznati kao zvučni ili kompresioni) talasi su karakteristični po tome što trajektorije čestica leže na linijama paralelnim pravcu prostiranja talasa. Vertikalno-transverzalni talasi su oni kod kojih se čestice kreću u vertikalnoj ravni naviše i na-

niže a talas se prostire horizontalno (gravitacioni talasi). Najzad, horizontalno-transverzalni talasi su oni kod kojih se čestice kreću prema severu i jugu a talas se prostire prema istoku (Rossbyjevi kvazi-stacionarni talasi). Ovi talasi su šematski predstavljeni na sl. 3.12.1.



Sl. 3.12.1. Šematski prikaz kompresionih, gravitacionih i Rossbyjevih talasa

3.13. **Zvučni talasi.** Da bismo u jednačinama kretanja zadržali longitudinalne a isključili transverzalne talase, potrebno je da trajektorije čestica ograničimo tako da se pružaju paralelno osi x i dozvolimo da se brzina u menja samo u pravcu x. Tada je $v=w=0$, pa su i promene ovih komponenata brzine u prostoru i vremenu jednake nuli.

Unošenjem ovih uslova u jednačine kretanja dobijamo

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}=0. \tag{3.13.1}$$

Ovde nam je potrebna još jedna jednačina, jer imamo dve nepoznate. Ovu drugu jednačinu ćemo dobiti kombinacijom ostale tri jednačine sistema jednačina koji je V. Bjerknes formulisao. Najpre ćemo jednačinu prvog principa termodinamike, pod pretpostavkom da je kretanje adijabatsko i uz pomoć jednačine stanja, dovesti u oblik

$$\frac{1}{\varrho}\frac{d\varrho}{dt}=\frac{1}{\gamma p}\frac{dp}{dt}.$$

Ovde je $\gamma=\frac{cp}{cv}$. Pomoću ove jednačine i jednačine kontinuiteta možemo eliminisati $\frac{d\varrho}{dt}$, te dobijamo

$$\frac{dp}{dt}+\gamma p\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial t}\right)=0.$$

Posle unošenja uslova $v=w=0$ u ovu jednačinu imamo

$$\frac{\partial p}{\partial t}+u\frac{\partial p}{\partial x}+\gamma p\frac{\partial u}{\partial x}=0. \tag{3.13.2}$$

Jedan od metoda za dobijanje rešenja opšteg karaktera jednačina (3.13.1) i (3.13.2) je primena metoda poremećaja. Prethodno je potrebno da zamislimo ravnotežno stanje u kome su

$$u=\bar{u},\quad \varrho=\bar{\varrho},\quad \text{i}\quad p=\bar{p},$$

a

$$\frac{\partial\bar{u}}{\partial t}=\frac{\partial\bar{u}}{\partial x}=\frac{\partial\bar{\varrho}}{\partial t}=\frac{\partial\bar{\varrho}}{\partial x}=\frac{\partial\bar{p}}{\partial t}=\frac{\partial\bar{p}}{\partial x}=0.$$

Ako sada dođe do izvesnog poremećaja, onda nove vrednosti veličina u, ϱ i p možemo označiti na sledeći način

$$u=\bar{u}+u',\quad \varrho=\bar{\varrho}+\varrho',\quad p=\bar{p}+p'.$$

Ovde u', ϱ' i p' označavaju odstupanja od vrednosti koje pretstavljaju ravnotežno stanje.

Zamenimo sad u, ϱ i p u jednačinama (3.13.1) i (3.13.2) ovim izrazima. Smatrajući da je

$$|u'|\ll|\bar{u}|,\quad |\varrho'|\ll|\bar{\varrho}|\quad \text{i}\quad |p'|\ll|\bar{p}|,$$

što nam daje za pravo da zanemarimo izraze koji predstavljaju proizvode poremećenih veličina ili njihovih izvoda dobijamo, tada dve jednačine u linearzivoanom obliku

$$\frac{\partial u'}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial u'}{\partial x}+\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p'}{\partial x}=0$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial p'}{\partial x}+\gamma\bar{p}\frac{\partial u'}{\partial x}=0.$$

Iz ovih dveju jednačina možemo eliminisati u' i onda imamo

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)p'=\frac{\gamma\bar{p}}{\bar{\varrho}}\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}. \tag{3.13.3}$$

Ovo je tipičan oblik talasne jednačine, koja ima rešenje oblika

$$p'=Ae^{i\alpha(x-ct)}. \tag{3.13.4}$$

Ovde A označava konstantnu amplitudu, α konstantan talasni broj, a C konstantnu faznu brzinu. Zamenjivanjem izraza (3.13.4) u jednačinu (3.13.3) vidimo da on predstavlja rešenje te jednačine pod uslovom da C ima izraz za brzinu zvuka, tj.

$$C=\bar{u}\pm\sqrt{\gamma R\bar{T}}.$$

gde $\bar{T}$ označava apsolutnu temperaturu u neporemećenom vazduhu a γ predstavlja Laplaceovu brzinu zvuka.

Ovim je pokazano da jedan od mogućih tipova rešenja hidrodinamičkih jednačina odgovara periodičnom ili talasnom kretanju pri kome se individalni delići kreću paralelno pravcu prostiranja talasa. To su zvučni ili kompresioni talasi.

Zvučni talasi se prostiru u oba smera od zvučnog izvora, i to brzinom od oko 1200 km/čas. Mehanizam prostiranja ovih talasa sastoji se u pojavi adijabatskog porasta i smanjenja pritiska. Usled ovih adijabatskih promena pritiska javljaju se gradijenti pritiska koji proizvode ubrzanje i talasno kretanje. Ako ovi uslovi nisu zadovoljeni, onda se zvučni talasi ne mogu javiti.

Po svojoj prirodi kompresioni talasi se prostiru trodimenzionalno i oni se mogu proučavati pomoću jednačina kretanja samo ako su očuvana ubrzanja u sva tri pravca, tj. ako

$$\frac{du}{dt},\ \frac{dv}{dt}\ \text{i}\ \frac{dw}{dt}$$

nisu jednaka nuli. Kada se uzme da je

$$\frac{dw}{dt}=0,$$

tj. kada se uvede hidrostatička aproksimacija, onda se kompresioni talasi eliminišu iz jednačina kretanja.

Uticaj kompresionih talasa na vremenske pojave još uvek nije dovoljno proučen. Značajniji doprinos proučavanju uloge ovih talasa u zbivanjima u atmosferi dao je M. Čadež. Prema njegovim istraživanjima (1949, 1958, 1964) kompresioni talasi imaju važnu ulogu u razmeni energije i drugim osnovnim zbivanjima u atmosferi. Međutim, još uvek preovlađuje mišljenje da kompresioni talasi nemaju bitnog uticaja na vreme i u meteorologiji se ovi talasi skoro uvek zanemaruju uvođenjem hidrostatičke aproksimacije.

3.14. **Gravitacioni talasi.** Za razmatranje vertikalno-transverzalnih talasa zamislićemo sledeći model atmosfere. Pretpostavimo da postoje dva jednorodna sloja sa gustinama

$$\varrho_1=\text{const i } \varrho_2=\text{ const.}$$

Ovi slojevi su odeljeni površinom diskontinuiteta gustine.

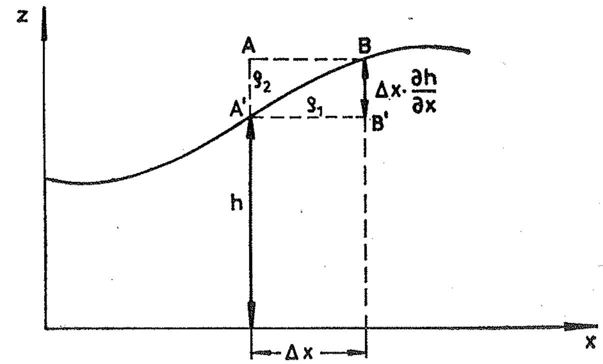
Da bismo isključili iz razmatranja kompresione talase, smatraćemo atmosferu nestišljivom, a za isključenje horizontalno-transverzalnih talasa, ograničićemo kretanje čestica tako da se kretanje vrši samo u ravnima paralelnim ravni x, z. Tako jednostavan model atmosfere prikazan je na sl. 3.14.1.

Pretpostavimo da je gustina ϱ_1 donjeg sloja vazduha znatno veća od gustine ϱ_2. Zbog toga možemo pretpostaviti da je na diskontinuitetnoj površini l u tački B pritisak jednak kao u tački A koja se nalazi na istoj visini u ređem sloju. Po jednačini statike tada će u tački A' biti pritisak

$$p+g\,\varrho_2\,\Delta x\frac{\partial h}{\partial x}$$

a u tački B'

$$p+g\,\varrho_1\,\Delta x\frac{\partial h}{\partial x}.$$



Sl. 3.14.1. Gravitacioni talas nastao zbog diskontinuiteta gustine

Odavde sledi da je horizontalni gradijent pritiska u donjem sloju neposredno ispod granične površine

$$\frac{\partial p}{\partial x}=g\,(\varrho_1-\varrho_2)\frac{\partial h}{\partial x}. \tag{3.14.1}$$

Kad uzmemo u obzir da je ϱ_2=const, vidimo da ova jednačina važi na svakom mestu u sloju gustine ϱ_2.

Kada početna brzina ne zavisi od visine, onda, prema jednačini (3.12.1), ni ubrzanje ne zavisi od visine. To nam pokazuje da brzina mora ostati nezavisna od visine u svim trenutcima vremena ako je bila nezavisna u početnom trenutku. S obzirom na to, sad možemo još pretpostaviti da komponenta brzine u bude konstantna sa vremenom. Jednačinu koja odgovara opisanom modelu možemo dobiti ako pođemo od jednačine kretanja (3.12.1). Ako smatramo da v i $\frac{\partial u}{\partial t}$ ne postoje a $\frac{\partial p}{\partial x}$ zamenimo iz jednačine (3.14.1), dobijamo

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+g\left(1-\frac{\varrho_2}{\varrho_1}\right)\frac{\partial h}{\partial x}=0 \tag{3.14.2}$$

Unoseći uslove da su oba sloja nestišljiva i da je v=0 u jednačinu kontinuiteta (3.12.4), dobijamo

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial t}=0.$$

Ako sad ovu jednačinu integralimo po visini od Z=0 do Z=h i uzmemo u obzir da u ne zavisi od visine Z, biće

$$h\frac{\partial u}{\partial x}+w_h-w_0=0. \tag{3.14.3}$$

Zamislimo dalje da je Zemljina površina potpuno ravna, što znači da vertikalna kretanja ne mogu da se jave kao posledica dizanja ili spuštanja vazdušnih čestica zbog nagiba podloge. Tada Zemljina površina predstavlja prirodnu granicu sloja na kojoj je $w_o=0$. Takođe možemo smatrati da se fluid u neposrednoj blizini diskontinuitetne površine sastoji iz jednog sloja čestica koji sledi kretanje diskontinuitetne površine. U tom slučaju možemo pisati da je

$$w_h=\frac{dh}{dt}.$$

Tada jednačina (3.14.3) dobija oblik

$$\frac{\partial h}{\partial t}+u\frac{\partial h}{\partial x}+h\frac{\partial u}{\partial x}=0. \tag{3.14.4}$$

Ova jednačina zajedno sa jednačinom (3.14.2) predstavlja potpun sistem od dve jednačine u kojima su nepoznate u i h. Opšti karakter rešenja ovih jednačina može se dobiti kao i kod kompresionih talasa metodom poremećaja.

Polazeći od ravnotežnog stanja u kome je

$$u=\bar{u}, \quad h=H, \quad \frac{\partial \bar{u}}{\partial t}=\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}=\frac{\partial H}{\partial t}=\frac{\partial H}{\partial x}=0$$

i poremećnog stanja u kome je

$$u=\bar{u}+u' \quad \text{i} \quad h=H+h'$$

zamenimo vrednosti u i h u jednačinama (3.14.2) i (3.14.4). Zanemarivši članove koji sadrže proizvode poremećenih veličina u' i h', dobijamo

$$\frac{\partial u'}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial u'}{\partial x}+g\left(1-\frac{\varrho_2}{\varrho_1}\right)\frac{\partial h'}{\partial x}=0$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial h'}{\partial x}+H\frac{\partial u'}{\partial x}=0.$$

Eliminisanjem u' iz ovih dveju jednačina imamo

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)h'=gH\left(1-\frac{\varrho_2}{\varrho_1}\right)\frac{\partial^2 h'}{\partial x^2}. \tag{3.14.5}$$

Ova jednačina ima isti matematički oblik kao i jednačina (3.13.3). Prema tome jednačina (3.14.5) ima rešenje koje odgovara talasnoj jednačini, tj.

$$h'=Ae^{i\alpha(x-ct)}.$$

Fazna brzina C ovde je data izrazom

$$C=\bar{u}\pm\sqrt{gH\left(1-\frac{\varrho_2}{\varrho_1}\right)} \tag{3.14.6}$$

U definiciji uslova pri kojima se dobija ovo talasno rešenje jednačina kretanja pretpostavljeno je da postoje dva homogena sloja koja se razlikuju jedino po gustini. Ako sada ovu pretpostavku proširimo tako da nam ϱ_1 predstavlja gustinu vode a ϱ_2 gustinu vazduha, koja je na morskom nivou oko hiljadu puta manja od prve, onda drugi član u zagradi pod korenom možemo zanemariti. Tada se izraz (3.14.6) svodi na

$$C=\bar{u}\pm\sqrt{gH}.$$

Ovo je poznata i široko primenjena formula u okeanografiji i hidrologiji za izračunavanje brzine gravitacionih talasa u »plitkoj vodi«.

Iz jednačine (3.14.6) vidimo da ovi talasi mogu da postoje samo ako je gustina gornjeg sloja manja od gustine donjeg. U suprotnom slučaju dobija se negativna vrednost pod korenom, tj. imaginarno rešenje jednačine. Dalje, brzina gravitacionih talasa pri učinjenim pretpostavkama ne zavisi od amplitude i talasne dužine. Ona isključivo zavisi od debljine odnosno dubine H donjeg sloja i odnosa gustina gornjeg i donjeg sloja. Ovu zavisnost možemo videti ako uzmemo vrednosti koje se obično javljaju u atmosferi. Tako npr., za vrednosti H u granicama od 1 do 10 km i za vrednosti ϱ_2/ϱ_1 u granicama od 0,90 do 0,99 brzina gravitacionih (ili unutrašnjih gravitacionih, kako se još zovu) talasa iznosi od 30 do 300 km/čas, u zavisnosti od vertikalne promene gustine. Međutim, brzina prostiranja zavisi još i od vetra u slobodnoj atmosferi. Kada je veoma jak vetar, brzina gravitacionih talasa u odnosu na Zemljinu površinu može da dostigne 500—550 km/čas.

Fizički mehanizam pojave gravitacionih talasa sastoji se u tome što se diskontinuitetna površina na nekom mestu iz ma kog razloga zatalasa i time se jave horizontalne razlike u pritisku u donjem sloju. Zbog težnje da se pritisak izjednači nastaje horizontalno širenje talasa u oba pravca od mesta gde je talas nastao. Prema tome, za razliku od zvučnih talasa koji se javljaju zbog promena pritiska izazvanih adijabatskom kompresijom, gravitacioni talasi nastaju kao posledica dejstva sile gradijenta pritiska koja se javlja zbog promene hidrostatičkog pritiska.

Gravitacioni talasi imaju velik značaj u okeanografiji i hidrologiji, jer talasi na vodi kao što su plima i oseka imaju velik praktični značaj. U atmosferi, međutim, njihovo postojanje se teško može dovesti u neposrednu vezu sa vremenskim sistemima. Ovi talasi se u atmosferi mogu ponekad uočiti po karakterističnom talasastom obliku oblaka, a najbolje se uočavaju po dnevnom hodu pritiska.

3.15. **Inercioni talasi.** Za dobijanje inercionih talasa poći ćemo od jednačina kretanja (3.12.1) i (3.12.2). Ako zamislimo deo atmosfere gde su

$$\frac{\partial p}{\partial x}=\frac{\partial p}{\partial y}=0,$$

onda se jednačine kretanja u horizontalnoj ravni svode na oblik

$$\frac{du}{dt}=fv,$$

$$\frac{dv}{dt}=-fu$$

Ako sada pomoću prve jednačine eliminišemo u u drugoj i obrnuto, pomoću druge eliminišemo v u prvoj, dobićemo jednačine

$$\frac{d^2 u}{dt^2} = -f^2 u.$$

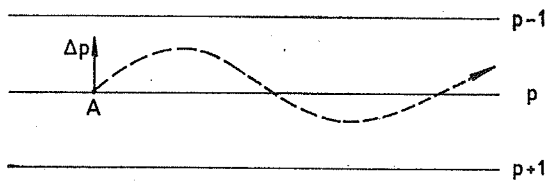
$$\frac{d^2 v}{dt^2} = -f^2 v$$

Ove jednačine imaju periodična rešenja oblika

$$u = u_0 \cos ft.$$

Period kod ovih talasa je $2\pi/f$. Parametar f je funkcija geografske širine; vrednost koju f ima u našim krajevima daje period od oko 17 časova. Ovi talasi sa periodom $2\pi/f$ nazivaju se inercionim, jer se javljaju usled inercije tela na rotirajućoj podlozi.

Inercione talase u atmosferi možemo sebi predstaviti na sledeći način. Zamislimo stacionarno polje pritiska prikazano na sl. 3.15.1. Neki delić u tački A kreće se horizontalno ravnomernom brzinom duž izobara. Pretpostavimo da iz nekog uzroka brzina delića bude manja od one koja je potrebna da gradijent pritiska i Coriolisova sila budu u ravnoteži. Delić će skrenuti sa pravca izobara u pravcu gradijenta i počeće da se ubrzava. Povećanjem brzine delića povećava će se i Coriolisova sila, pa će posle izvesnog vremena delić početi ponovo da se kreće prema izobari kojom se ranije kretao. Tako pri konstantnom gradijentu dolazi do talasnog kretanja delića pod dejstvom Coriolisove sile kad se naruši ravnoteža između nje i sile gradijenta pritiska.



Sl. 3.15.1. Trajektorija delića u stacionarnom polju pritiska pod dejstvom Coriolisove sile

Inercioni talasi, kao i kompresioni i gravitacioni, nisu dovoljno proučeni u atmosferi. Međutim, neki znakovi ukazuju da oni mogu biti značajni za izvesne procese u atmosferi. Tako, npr., period manjih ciklonskih talasa odgovara periodu inercionih talasa.

3. 16. **Rossbyjevi talasi.** Pred drugi svetski rat C. G. Rossby (1939) pokazao je da pod određenim uslovima mogu u atmosferi da se jave horizontalno-transverzalni talasi.

Da bismo izdvojili ovu vrstu talasa, potrebno je da definišemo takve uslove koji će sprečiti pojavu ostalih talasa. Tako ćemo pretpostaviti da trajektorije čestica leže u horizontalnim ravnima, tj. da je $w = 0$. Ovim će biti isključeni gravitacioni talasi. Takođe ćemo smatrati da je atmosfera nestišljiva i da se gustina u horizontalnom pravcu ne menja, tj. da je

$$\frac{\partial \varrho}{\partial x} = \frac{\partial \varrho}{\partial y} = 0.$$

Time će biti isključeni kompresioni talasi.

Unošenjem ovih uslova u jednačine kretanja (3.12.1) i (3.12.2) imamo

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{p}{\varrho}\right) = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{p}{\varrho}\right) = 0.$$

Diferencirajući prvu jednačinu po y a drugu po x i zatim oduzimanjem prve od druge, dobijamo

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) + u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) + v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) +$$

$$+ u\frac{\partial f}{\partial x} + v\frac{\partial f}{\partial y} + \left(f + \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = 0. \qquad 3.16.1$$

S obzirom na naše pretpostavke jednačina kontinuiteta (3.12.4) ima oblik

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \qquad (3.16.2)$$

Odavde sledi da poslednji član jednačine (3.16.1) iščezava. Dalje vidimo da izraz

$$\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

predstavlja vertikalnu komponentu vrtložnosti vektora brzine u odnosu na Zemlju. Ova komponenta se obično označava sa ζ. Kao što se moglo iz ranije definicije zaključiti, f predstavlja vertikalnu komponentu vrtložnosti Zemlje u odnosu na inercijalni ili apsolutni sistem. Pošto ζ predstavlja vertikalnu komponentu vrtložnosti vazduha u odnosu na Zemlju, to izraz $(\zeta + f)$ označava vertikalnu komponentu vrtložnosti vazduha u apsolutnom sistemu, odnosno kraće rečeno, apsolutnu vrtložnost vazdušnih delića. Ako još uzmemo u ozbir da f ne zavisi od vremena t, onda jednačinu (3.16.1) možemo pisati u obliku

$$\frac{\partial}{\partial t}(\zeta + f) + u\frac{\partial}{\partial x}(\zeta + f) + v\frac{\partial}{\partial y}(\zeta + f) = 0 \qquad (3.16.3)$$

ili, pošto je $w = 0$, imamo

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = 0. \qquad (3.16.4)$$

U ovom izrazu je sadržano jedno veoma važno svojstvo atmosfere. To je diferencijalni oblik »teoreme cirkulacije« od W. Thomsona i iz njega se vidi da je individualna promena apsolutne vrtložnosti jednaka nuli. To drugim rečima znači da svaki delić fluida tokom vremena zadržava svoju prvobitnu vrednost apsolutne vrtložnosti. Jednačina (3.16.4) je još poznata kao »zakon održanja apsolutne vrtložnosti«.

Da bi se dovoljno jasno i jednoznačno odredila fazna brzina horizontalno-transverzalnih talasa, uvedimo još jednu pretpostavku. Pretpostavimo da se kretanje talasa vrši samo u pravcu ose x. Ova pretpostavka je ispunjena ako u i v ne zavise

od koordinate y. Ako je to ispunjeno, onda se izraz ζ svodi na $\frac{\partial v}{\partial x}$. Tada se, s obzirom da f ne zavisi od x i t, jednačina (3.16.3) svodi na oblik

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial t} + u \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \beta v = 0. \tag{3.16.5}$$

U ovoj jednačini je

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}.$$

To je poznati Rossbyjev parametar i ovde se smatra konstantom.

S obzirom na pretpostavku da v i u ne zavise od y, to iz jednačine (3.16.2) sledi da je

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 0.$$

Prema tome u može biti samo funkcija od t. Međutim, jednačina (3.16.5) je kvazilinearna, pa se u može smatrati konstantom, tj. $\bar{u}$. S obzirom na ovo novo uprošćenje, jednačina (3.16.5) će imati periodično talasno rešenje tipa

$$v = A e^{i\alpha(x-ct)}.$$

Lako se možemo uveriti da ovo rešenje zadovoljava jednačinu (3.16.5) ako je

$$c = \bar{u} - \frac{\beta}{\alpha^2}.$$

Ovde je $\alpha = 2\pi/L$, gde L znači talasnu dužinu ovih »kvazi-stacionarnih« talasa. Poslednji izraz je poznat kao »Rossbyjeva talasna formula«. Ova formula daje brzinu transverzalnih talasa pri horizontalnom kretanju atmosfere.

Rossbyjevi talasi su dobili to ime po njihovom pronalazaču (C. G. Rossby), koji je prvi sagledao njihovu ogromnu važnost za meteorologiju. Ovi talasi se normalno kreću od istoka na zapad i brzina im zavisi od njihove dužine. Njihova dužina iznosi obično više hiljada kilometara. S obzirom da su talasne dužine ostalih poremećaja u atmosferi obično znatno manje, to se ovi talasi još zovu i Rossbyjevi dugi talasi.

Brzina Rossbyjevih talasa u poređenju sa kompresionim i gravitacionim talasima je veoma mala. Talasi čija je talasna dužina 5000 km prostiru se brzinom od oko 15 km/čas. Zato se ovi talasi zovu još i kvazi-stacionarni talasi.

Nasuprot ranije opisanim talasima, Rossbyjevi dugi talasi su u vrlo uskoj vezi sa poremećajima u atmosferi koji karakterišu vreme i uslovljavaju promene vremena. Tako je, obično, dolina kvazi-stacionarnog talasa povezana sa serijom ciklona a greben sa vrlo razvijenim anticiklonom. Zbog toga ćemo kasnije kvazi-stacionarnim talasima posvetiti posebnu pažnju.

Napred smo videli da se iz sistema jednačina (3.12.1) i (3.12.6) mogu dobiti četiri vrste talasnih kretanja koja se pod specijalnim uslovima javljaju u čistom obliku. Međutim, pod opštim uslovima postoje sve četiri vrste talasnog kretanja u isto vreme. Tada je svaki tip talasnog kretanja nešto modificiran zbog uslova koji dozvoljavaju postojanje drugih tipova kretanja. Iz toga razloga potrebno je dosta pažnje kad se traži rešenje hidrodinamičkih jednačina kretanja, jer se sa malo nesmotrenosti mogu dobiti rešenja koja u prirodi ne postoje ili predstavljaju kretanja u atmosferi koja nemaju bitnog uticaja na vreme.

Na kraju potrebno je da se istakne da se u atmosferi vrlo često javljaju sile koje proizvode najraznovrsnija neperiodska kretanja, tj. takva kretanja koja se veoma razlikuju od pravilnih talasa. Razumljivo je da je proučavanje takvih neperiodskih kretanja znatno teže od proučavanja pravilnih talasnih kretanja.

LITERATURA

Bjerknes, V., 1904: *Meteorologische Zeitschrift*. Vol. 21;

Čadež, M., 1949: *O pretvaranju energije u atosferu*. Savezna uprava hidrometeorološke službe, Beograd, Rasprave i studije 2;

— 1958: *Internal and External Influences on Weather Development*, Idöjaras, 62, 129;

— 1959: *Uvod u dinamičku meteorologiju*. I deo, *osnovi dinamičke meteorologije*. Beograd, Savez studenata Prir. mat. fak., 288;

— 1964: *Über die Tendenzgleichungen eines Systems*. Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx-Universitöt, Leipcig, Heft 3, 359—362;

Đurić, D., 1961: *Dinamički osnovi za predviđanje vremena*. Beograd, Prir. mat. fak., Meteorološki zavod, 101;

Gordon, A. H., 1962: *Elements of Dynamic Meteorology*. London, The English Universities Press LTD, 217;

Hess, S. L., 1959: *Introduction to Theoretical Meteorology*. New York, Henry Holt and Company, 362;

Kričak, O. G., 1956: *Sinoptičeskaja meteorologija*. Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 531;

Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. Second edition, Vol. I. New York-Toronto-London, (McGraw-Hill), 428;

Rossby, C. G., and *collaborators*, 1939: *Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action*. J. Mar. Res. 2, 38—55;

Thompson, P. D., 1961: *Numerical Weather Analysis and Prediction*. New York, The Macmillan Company, 170;

Zverov, A. S., 1957: *Sinoptičeskaja meteorologija*. Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 559.

GLAVA IV

VAZDUŠNE MASE

4.1. **Pojam i definicija.** Analizirajući vremenske karte često možemo zapaziti da su iznad velikih oblasti fizičke osobine i karakteristike vremena slične. Uočivši ovu činjenicu švedski meteorolog Tor Bergeron je uveo u meteorologiju pojam vazdušnih masa. Ovaj pojam označava veliku količinu vazduha čije su fizičke osobine manje ili više uniformne u horizontalnom pravcu.

Dve različite vazdušne mase obično su odvojene frontalnom površinom, odnosno prelaznom zonom u kojoj se fizičke osobine vazduha srazmerno brzo menjaju u horizontalnom pravcu.

Da bi se koliko-toliko određenije definisao pojam i dimeznije vazdušnih masa, Bergeron (1957) je dao sledeće granice. Horizontalne dimenzije vazdušnih masa Mx, My su normalno u granicama

$$500 \text{ km} < M_x, M_y < 5000 \text{ km},$$

a vertikalne

$$1 \text{ km} < Mz < 20 \text{ km}.$$

Odavde sledi da se vazdušne mase u horizontalnom pravcu prostiru iznad oblasti kontinentalnih razmera a u vertikalnom pravcu mogu da obuhvataju celu troposferu.

Uniformnost vazdušne mase može se takođe izraziti jednim kriterijumom koji se zasniva na veličini gradijenata meteoroloških elemenata. Tako, npr. posmatrajmo horizontalne promene temperature T, zatim potencijalne temperature Θ i pseudopotencijalne temperature Θ_s kao veličine koje karakterišu vazdušne mase. Onda, po Bergeronu, možemo smatrati da se jedna ista vazdušna masa prostire u horizontalnom pravcu sve dotle dokle se promene ovih veličina nalaze u granicama

$$0 < \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial \Theta}{\partial x}, \frac{\partial \Theta_s}{\partial x}; \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \Theta}{\partial y}, \frac{\partial \Theta_s}{\partial y} < 1^0/100 \text{ km}.$$

Između dveju vazdušnih masa koje deli dobro izražena frontalna površina ove veličine se menjaju u granicama

$$1^0/100 \text{ km} < \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial \Theta}{\partial y}, \frac{\partial \Theta_s}{\partial y} < 1^0/\text{km},$$

a ako ih deli rasplinuta frontalna površina koja liči na prelaznu zonu, iste veličine se menjaju u granicama

$$1^0/100 \text{ km} < \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial \Theta}{\partial y}, \frac{\partial \Theta_s}{\partial y} < 1^0/10 \text{ km}.$$

Ode je pretpostavljeno da se frontalna površina pruža zonalno. Ukupna promena T, Θ ili Θ_s u jednoj vazdušnoj masi je približno istog reda veličine kao i veličina promene tih elemenata kroz frontalnu površinu ili prelaznu zonu.

4.2. **Uslovi formiranja.** Fizička svojstva vazduha kao što su temperatura, vlažnost, zamućenost i dr. zavise od više činilaca. Međutim, ove veličine su u uskoj zavisnosti od fizičkih osobina Zemljine površine iznad koje se vazduh nalazi. Nalazeći se u direktnom dodiru sa Zemljinom površinom, vazduh prima određena svojstva, a preko turbulentne razmene sa višim slojevima u slobodnoj atmosferi uspostavlja se određena raspodela fizičkih veličina sa visinom.

Da bi veće mase vazduha imale slična fizička svojstva, treba da budu duže vremena izložene približno istim uslovima. To se u prirodi dešava kad se iznad neke veće geografske oblasti sa uniformnom podlogom, kao što je morska ili ledena površina, uspostavi takav tip cirkulacije pri kome se ista masa vazduha duže vreme zadržava iznad takve površine. Povoljni uslovi za ovakav tip cirkulacije se javljaju u polupostojanim anticiklonima gde su vazdušne mase u miru ili slabo pokretne. Tako su vazdušne mase duže vremena izložene uticaju podloge. Oblasti gde su ovi uslovi češće ispunjeni zovu se izvorišna područja vazdušnih masa.

4.3. **Konzervativne veličine.** Osnovne karakteristike vazdušnih masa zavise u prvom redu od prirode podloge izvorne oblasti gde se vazdušna masa obrazovala. Tako, npr. ako se vazdušna masa obrazovala iznad morske površine sadržaće, u sebi veću količinu vlage. Naprotiv, ako se obrazovala iznad kopna, biće suvlja. Ako se je, pak, obrazovala iznad neke prostrane pustinje, biće još suvlja i odlikovaće se velikom zamućenošću, zbog većeg sadržaja sitne prašine, itd.

Napuštajući oblast obrazovanja vazdušne mase će menjati svoje osobine u zavisnosti od prirode oblasti iznad koje putuje i od dužine njenog zadržavanja iznad neke oblasti koja se razlikuje po fizičkim svojstvima od oblasti obrazovanja. Takođe će promene fizičkih osobina vazdušne mase zavisiti od tipa cirkulacije u atmosferi. Naime, pri različitim tipovima cirkulacije dolazi do manjeg ili jačeg mešanja unutar vazdušnih masa, što ubrzava njihovu transformaciju.

Nas sada zanima da li je moguće utvrditi poreklo neke vazdušne mase iznad nekog mesta posle dužeg vremena od njenog napuštanja izvorne oblasti i pređenog puta od možda više hiljada kilometara. Da bismo to bili u stanju da učinimo, moramo računati sa veličinama koje karakterišu vazdušnu masu a koje se sporo menjaju. U prvom redu moramo uzeti u obzir veličine koje se ne menjaju ili se vrlo malo menjaju pri vertikalnim kretanjima vazduha i koje nemaju izrazit dnevni hod. Veličine koje ne zadovoljavaju navedene uslove mogu se znatno menjati u toku dana i pri vertikalnim kretanjima i u samoj izvornoj oblasti, gde vazdušne mase ne menjaju bitno svoje fizičke odobine, jer je uspostavljena ravnoteža između podloge i sloja vazduha neposredno iznad nje.

Veličine koje nemaju izrazit dnevni hod i koje se ne menjaju pri vertikalnim odnosno adijabatskim kretanjima zovu se konzervativne veličine. Takve veličine su npr. potencijalna temperatura Θ i specifična vlažnost. Još pogodnije veličine su ekvivalentno-potencijalna Θ_e i pseudo-potencijalna temperatura Θ_s. Poslednje dve veličine uključuju u sebe i vlažnost vazduha i ne menjaju se ni pri procesima kondenzacije kod penjanja vazduha uvis. Ove veličine se menjaju samo pri dovodu i odvodu

toplote i vlažnosti, što se u većem iznosu može pojaviti samo neposredno iznad Zemljine površine.

Sadržaj i raspodela toplote i vlažnosti u vazdušnoj masi su dve osnovne karakteristike koje vazdušna masa zadobije tokom svog obrazovanja u izvornoj oblasti. Iznad raznih delova Zemljine površine gde se vazdušne mase obrazuju ove veličine imaju veoma izrazitu vrednost. Zbog toga će i veličine kao što su Θ_e i Θ_s, koje izražavaju istovremeno stanje temperature i vlažnosti imati vrednosti koje su znatno različite kod različitih vazdušnih masa. Naročito je promena ovih veličina sa visinom tipična za pojedine vazdušne mase, kao što će kasnije biti pokazano.

Kao konzervativna veličina vazdušne mase može se uzeti stepen zamućenosti vazduha, odnosno sadržaj suspendovanih delića u atmosferi. Obična temperatura u slobodnoj atmosferi i tačka rose mogu takođe da se koriste za identifikaciju vazdušnih masa kao konzerativne veličine. Međutim, obična temperatura i relativna vlažnost u prizemnom sloju su veoma nereprezentativne veličine, zbog velike promenljivosti, pa se ne mogu koristiti za utvrđivanje porekla i vrste vazdušne mase.

4.4. **Geografska klasifikacija.** Radi lakšeg izučavanja i praćenja razvoja, Bergeron je dao dve osnovne klasifikacije vazdušnih masa. Prva je izvedena prema izvornim oblastima u kojima su vazdušne mase dobile svoje osnovne osobine. Ova klasifikacija je poznata kao geografska klasifikacija, a zove se još i apsolutna klasifikacja vazdušnih masa.

Oblast severnije od 70 °N g. š. uglavnom je pokrivena ledom i snegom, pa stoga predstavlja veoma uniformnu površinu. Pored toga u toj oblasti preovlađuje anticiklonalno polje pritiska sa slabim vetrovima. To čini ovu oblast vrlo podesnom za obrazovanje veoma hladnih i vlažnošću siromašnih vazdušnih masa, koje se zovu arktičke vazdušne mase (AV).

U pojasu između 50 i 70 °N g. š. ima nekoliko oblasti podesnih za obrazovanje vazdušnih masa. To su u prvom redu Sibir i Kanada, naročito u toku zime, kad su ove oblasti pokrivene snežnim pokrivačem, a anticikloni iznad njih jako razvijeni. Tu se takođe, kao i iznad polarnih oblasti, obrazuju vazdušne mase veoma hladne i suve, ali ipak, u celini, sa nešto višom temperaturom i vlažnoću od arktičkih. Vazdušne mase koje se obrazuju iznad ovih oblasti zovu se vazdušne mase umerenih širina (UV).

Dalje, u istom pojasu umerenih širina često dolazi do obrazovanja vazdušnih masa iznad prostranih oblasti vodenih površina Tihog i Atlantskog okeana. Međutim, iako obrazovane na istoj geografskoj širini, ove mase obrazovane iznad mora se po osobinama veoma razlikuju od onih prethodno pomenutih i obrazovanih iznad kopna. Zbog toga se vazdušne mase umerenih širina dele još na kontinentalne i morske, tj. (kUV) i (mUV).

Vazdušne mase koje se stvaraju u ovim geografskim širinama često donose jako zahlađenje u druge oblasti umerenog pojasa, naročito one na manjim geografskim širinama. Zbog toga je za njih bio uveden naziv polarne vazdušne mase. Ovaj naziv još uvek se upotrebljava i sreće u literaturi. S obzirom da taj naziv ne odgovara principu geografske klasifikacije, mi ćemo upotrebljavati naziv vazdušne mase, umerenih širina, koji je adekvatniji, a koji se koristi u poslednje vreme u ruskoj literaturi (Zverov, 1957).

Suptropske širine takođe predstavljaju veoma pogodno područje za obrazovanje vazdušnih masa. Poznato je da se u tim geografskim širinama nalaze prostrani suptropski anticikloni. Zbog dužeg zadržavanja vazdušnih masa iznad ogromnih vodenih površina Tihog i Atlantskog okeana vazduh se dosta zagreje i primi velike količine vlažnosti. Kad takva vazdušna masa dođe iz suptropskih širina u umereni

pojas ona je znatno toplija i vlažnija od umerenih širina. Zbog toga se ona zove morski tropski vazduh (mTV).

Oblast Severne Afrike je ekstremno suva. Podesna anticiklonalna cirkulacija udružena sa odgovarajućim fizičkim osobinama podloge ove geografske oblasti uslovljava obrazovanje kontinentalno-tropskih vazdušnih masa (kTV). Ove vazdušne mase su izvanredno suve, tople i sa veoma strmim vertikalnim gradijentom. Pored toga sadrže veliku količinu sitne prašine, pa je u njima zbog velike zamućenosti smanjena vidljivost.

Na južnoj strani suptropskih anticiklona prema ekvatoru počinje izvorna oblast ekvatorskih vazdušnih masa. Ovu oblast u stvari čini ceo pojas oko ekvatora. Vazdušne mase u ovoj oblasti su veoma vlažne dò velikih visina i nema bitne razlike da li se vazduh nalazi iznad kopna ili mora.

Kao za severnu poluloptu postoji i za južnu odgovarajuća geografska klasifikacija vazdušnih masa po izvornim oblastima.

4.5. **Termička klasifikacija.** Drugu klasifikaciju vazdušnih masa Bergeron je izveo na osnovu promena fizičkih osobina vazdušnih masa koje se javljaju posle napuštanja izvorne oblasti. Na osnovu toga vazdušne mase se mogu svrstati u dve grupe — u hladne (H) i tople (T) vazdušne mase. Po definiciji Bergerona hladne vazdušne mase su one koje su hladnije od podloge iznad koje se nalaze ili kreću. Kao tople vazdušne mase se smatraju one koje su toplije od podloge.

Ukoliko nema drugih znatnijih uticaja (kao npr. vertikalnih kretanja vazduha većih razmera) zadržavanje hladnog vazduha iznad toplije podloge dovešće do zagrevanja prizemnog sloja. To će pak imati za posledicu promenu vertikalnog gradijenta temperature. Tako će se menjati stratifikacija hladnog vazduha u smislu uspostavljanja nestabilne stratifikacije. Zbog toga se hladne vazdušne mase smatraju još i nestabilnim vazdušnim masama.

Kod toplijih vazdušnih masa je obrnut slučaj. One se od hladnije podloge hlade i vertikalni gradijent temperature se time ublažuje. Na taj način u toplim vazdušnim masama se vremenom razvija stabilnija stratifikacija. Proces razvoja karakteristika stabilnosti i nestabilnosti vazdušnih masa je od velikog značaja, jer u velikoj meri odražava vremenske pojave u atmosferi, o čemu će kasnije biti govora.

4.6. **Transformacija.** Napuštajući izvornu oblast vazdušna masa dolazi pod druge uslove, pa se njene fizičke osobine, dobijene u izvornoj oblasti, počinju menjati. Taj proces, tj. promena fizičkih osobina sa vremenom, zove se transformacija vazdušnih masa.

Napred smo rekli da temperatura, vlažnost i stratifikacija predstavljaju osnovne veličine koje karakterišu jednu vazdušnu masu. Po napuštanju izvorne oblasti vazdušna masa se kreće prelazeći hiljade kilometara preko područja drugih geografskih širina i sa različitim fizičkim osobinama. To izaziva da se njene osobine brže ili sporije menjaju na tome putu, odnosno proces transformacije nastupa u onom trenutku kada su se za vazdušne mase izmenili uslovi pod kojima se ona obrazovala.

Veličina transformacije vazdušne mase zavisiće od razlike temperature podloge iznad koje se ona nalazi i prizemnog sloja vazduha. Ukoliko je ova razlika veća, biće veći i dovod toplote prizemnom sloju vazduha, odnosno odvod iz njega. Zagrevanje ili hlađenje prizemnog sloja utiče na mešanje vazduha i izmenu vertikalne stratifikacije.

Pri posmatranju procesa transformacije najviše pažnje treba da se pokloni promeni temperature i vlažnosti sa vremenom na raznim nivoima. Naš zadatak možemo uprostiti time što ćemo posmatrati samo promene temperature sa vreme-

nom na nekom nivou. To ćemo učiniti pomoću formule za lokalnu promenu temperature dobijene iz prvog principa termodinamike (3.12.5),

$$\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}+\frac{1}{c_p\varrho}\frac{\partial p}{\partial t}-\left(u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}\right)-w\,(\gamma_a-\gamma). \tag{4.6.1}$$

Prvi član sa desne strane predstavlja doprinos lokalnoj promeni u zavisnosti od dovoda toplote. Drugi član označava lokalnu promenu temperature zbog lokalne promene pritiska. Treći član predstavlja lokalnu promenu temperature zbog advekcije toplote na istom nivou. Najzad, poslednji član u jednačini (4.6.1) predstavlja doprinos lokalnoj promeni temperature u zavisnosti od vertikalnih brzina. Ovde je, kao mali, zanemaren član koji sadrži horizontalnu advekciju pritiska.

Pri proučavanju transformacije neke vazdušne mase ne posmatramo šta se zbiva u nekoj određenoj tački, već kakve promene trpi jedan delić vazduha koji se kreće zajedno sa celom vazdušnom masom. Zbog toga koristimo koordinatni sistem koji se horizontalno premešta zajedno sa premeštanjem vazdušne mase. U tom slučaju temperatursko stanje na nekom nivou neće zavisiti od advektivnih promena temperature. Prema tome jednačina (4.6.1), koju upotrebljavamo za izražavanje transformacije vazdušnih masa, imaće oblik

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{tr}=\frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}+\frac{1}{c_p\varrho}\frac{\partial p}{\partial t}-w\,(\gamma_a-\gamma). \tag{4.6.2}$$

Da bismo proces transformacije bolje razumeli, posmatraćemo nešto uprošćene slučajeve. Na prvom mestu posmatraćemo promenu temperature u prizemnom sloju. Ako, dalje, smatramo da se trajektorije delića vazduha podudaraju sa izobarama, onda je $\frac{\partial p}{\partial t}=0$. Takođe možemo pretpostaviti da je u prizemnom sloju $w=0$. Tada sledi da će promena temperature u prizemnom sloju, što u ovom slučaju predstavlja transformaciju vazdušne mase, zavisiti od neadijabatskog člana

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{tr}=\frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}$$

Ako pod $\frac{dQ}{dt}$ podrazumevamo dovod toplote jedinici mase u jedinici vremena usled turbulentne razmene, radijacije i procesa kondenzacije, onda promenu temperature zbog neadijabatskih zagrevanja možemo simbolično pisati u obliku

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{nead}}=\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\tau}+\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{R}+\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{L}.$$

Promena temperature putem turbulentne razmene toplote zavisi od koeficijenta razmene k_τ i promene vertikalnog gradijenta temperature sa visinom, tj.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\tau}=\frac{\partial}{\partial z}\left(k_\tau\frac{\partial T}{\partial z}\right).$$

U prizemnom sloju, zbog velike razlike između temperaturne podloge i prizemnog sloja vazduha, turbulencija je često veoma razvijena. To je naročito slučaj kada hladna vazdušna masa dođe na topliju podlogu. Tada je promena temperature prizemnog sloja usled dovoda toplote turbulentnom razmenom velika i znatno premašuje veličinu promene temperature zbog ostalih neadijabatskih članova.

Promena temperature vazdušne mase usled radijacije je data izrazom.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{R}=k_R\frac{dQ_R}{dt}$$

gde je k_R koeficijent radijacije. Ova veličina je dosta složena i zavisi od veličine albeda date oblasti Zemljine površine, od oblačnog sloja i od količine i vrste primesa u vazduhu. Međutim, ovde je važno upozoriti na bitnu činjenicu da je prilikom obrazovanja vazdušne mase u izvornoj oblasti bila uspostavljena radijaciona ravnoteža. Premeštanjem vazdušne mase iz jedne geografske oblasti u drugu dolazi do narušavanja te ravnoteže. Zbog toga proces transformacije vodi ka ponovnom uspostavljanju temperaturne ravnoteže, koja treba da se uspostavi prilagođavanjem radijacionom, i uopšte toplotnom, bilansu koji odgovara datoj geografskoj oblasti u datom periodu godine.

Promena temperature usled dovoda ili odvoda toplote zbog promena agregatnih stanja vode data je izrazom

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{L}=k_L\,L\frac{dm}{dt}.$$

Ovde $\frac{dm}{dt}$ označava količinu kondenzovane vodene pare u jedinici vremena a k_L koeficijenat zagrevanja usled oslobađanja latentne toplote. Promena temperature usled latentne toplote koja se oslobađa ili vezuje pri promeni agregatnog stanja vode u atmosferi obično se zanemaruje. Međutim, ovi procesi u pojedinim slučajevima imaju znatnog uticaja u transformaciji vazdušnih masa, pa ih treba uzeti u ozbir.

Dosad smo posmatrali transformaciju vazdušnih masa zbog promene temperature u prizemnom sloju. Pogledajmo sad od čega zavisi promena temperature iznad sloja trenja. U slobodnoj atmosferi neadijabatski uticaji su mali, pa je i promena temperature usled tih efekata neznatna. Takođe je i $\frac{\partial p}{\partial t}$ zanemarljivo za slučaj kad se koordinatni sistem premešta zajedno sa vazdušnom masom, jer važi geostrofska aproksimacija. Prema tome, kao dominantan faktor za transformaciju fizičkih osobina vazdušnih masa u slobodnoj atmosferi ostaje poslednji član iz jednačine (4.6.1), tj.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{tr}=-w\,(\gamma_a-\gamma).$$

Obično imamo slučaj da se stratifikacija vazdušnih masa znatno razlikuje od adijabatske, pa i pri malim vertikalnim brzinama u vremenskom periodu od nekoliko dana dolazi do primetnih promena temperature pojedinih slojeva u slobodnoj atmosferi. Međutim, možda je još važnija činjenica što ovaj član dovodi do znatne izmene temperaturske stratifikacije vazdušnih masa pojačavajući ili smanjujući njenu stabilnost (Čadež, 1960).

Promeni stratifikacije vazdušnih masa usled vertikalnih kretanja velikih razmera obično se pridružuje još jedan faktor. Naime, mi smo advektivnu promenu temperature i vlažnosti zanemarili pošto smo uzeli da se koordinatni sistem premešta zajedno sa vazdušnom masom. Međutim, ovo zanemarivanje je opravdano samo u slučajevima kada je advekcija jednaka na svim visinama. U prirodi je obično slučaj da se advekcija u nižim slojevima razlikuje od advekcije na višim nivoima. Zbog toga može advekcija da se razlikuje po visini, i to ne samo u intenzitetu već i u znaku. Kao npr., može se desiti da se u prizemnom sloju vrši advekcija toplote

a u isto vreme na visini advekcija »hladnoće«. U takvim slučajevima u toku vremena se povećava nestabilnost vazdušne mase, što se svakako održava na karakter vremena.

Na sličan način kao što smo posmatrali transformaciju zbog promene temperature, možemo posmatrati i transformaciju vazdušne mase kao funkciju promene specifične vlažnosti sa vremenom, koja je data izrazom

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{tr} = \frac{dq}{dt} - w\frac{\partial q}{\partial z}.$$

Prvi član sa desne strane ove jednačine označava promenu specifične vlažnosti u jedinici vremena zbog turbulentne razmene i procesa kondenzacije i isparavanja. Drugi član sa desne strane pokazuje da će neravnomerna raspodela specifične vlažnosti sa visinom i vertikalna kretanja takođe doprinositi transformaciji vazdušnih masa.

Drugi metod posmatranja transformacije vazdušnih masa zasniva se na izračunavanju promena potencijalne temperature Θ jedne određene čestice vazduha sa vremenom. Mera transformacije po ovom metodu je data izrazom

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}. \tag{4.6.3}$$

Za razliku od prvog metoda, gde se transformacija vazdušne mase na datom nivou određuje jednačinom (4.6.2), u drugom slučaju ona se određuje promenom temperature čestice vazduha samo neadijabatskim uticajima. Ovaj drugi metod se zove metod individualne transformacije.

Analitičko rešenje jednačina (4.6.2) i (4.6.3) je veoma teško dobiti. Zbog toga se transformacija vazdušnih masa proučava drugim podesnijim metodima, koji daju približne vrednosti ovog procesa.

Jedan od podesnih metoda je da se u slučajevima kada su horizontalna kretanja u donjem delu troposfere mala vrše učestana sondiranja. Nanošenjem uzastopnih sondaža na emagrame može se proceniti brzina i intenzitet transformacije u pojedinim slojevima atmosfere.

Drugi način je jevtiniji, ali i manje tačan; vrši se određivanje trajektorija čestica vazduha na više različitih nivoa. Upotrebljavajući karte apsolutne topografije od više uzastopnih radiosondažnih termina, može se videti kakve promene se dešavaju duž putanja pojedinih delića vazduha.

Treći način, koji daje sumarni iznos transformacije za određeni sloj i za određeni vremenski interval, sastoji se iz posmatranja promena relativne topografije.

Najzad, transformaciju vazdušnih masa moguće je prikazati pomoću karata promena temperature i vlažnosti u toku vremena na površini i karata apsolutne topografije za različite visine. Kretanje vazdušnih masa biće praćeno odgovarajućim premeštanjem izalotermi iz jedne oblasti u drugu, dok će promene u centrima izalotermičkih oblasti pokazivati smer evolucije i brzinu transformacije vazdušne mase.

Za praćenje promena stratifikacije vazdušnih masa u toku transformacije koriste se aerološki dijagrami i vertikalni preseci. Vertikalni gradijent temperature, koji izražava stratifikaciju vazdušnih masa, moguće je približno dobiti po obrascu

$$\gamma = 10\,\frac{Tp_1 - Tp_2}{Zp_1 - Zp_2}.$$

Ovde Z označava visinu izobarskih površina u dekametrima.

Obimnija proučavanja transformacije vazdušnih masa vršena su u SSSR. Detaljnije je proučena transformacija hladnih vazdušnih masa iznad teritorije SSSR u toploj polovini godine. Za ovu priliku vazdušne mase koje prodiru na teritoriju SSSR razvrstane su, prema pravcima iz kojih dolaze, u pet grupa. To su vazdušne mase koje dolaze preko Karskog, Barencovog, Norveškog i Severnog mora i Biskajskog zaliva.

Transformacija se računa od trenutka nailaska vazdušne mase na kopno pa do trenutka kada je promena temperature na svim nivoima sa vremenom praktično jednaka nuli. Trenutak uspostavljanja toplotne ravnoteže, koji označava završetak procesa transformacije, obično se dostiže, u proseku, šestog dana po nailasku vazdušne mase na kontinent.

Vazdušne mase koje dolaze na teritoriju SSSR sa severa preko Karskog mora znatno su hladnije od onih vazdušnih masa koje dolaze sa zapada preko Biskajskog zaliva. Zbog toga se prve transformišu i zagrevaju jače, a naročito u prva dva dana po nailasku na kopno, nego druge. Tako je utvrđeno da se vazdušne mase koje dolaze preko Karskog mora u toku perioda transformacije zagreju prosečno za 21 °C, dok se vazdušne mase koje dolaze preko Biskajskog zaliva u istom periodu zagreju prosečno za 9 °C.

Najzad da napomenemo da će transformacija vazdušnih masa zavisiti i od specifične toplote podloge. To znači da će se i pri jednakoj temperaturnoj razlici između vazduha i podloge brzina i intenzitet transformacije razlikovati iznad vodene površine i iznad kopna.

Iz svega dosad izloženog proizlazi da je transformacija vazdušnih masa vrlo složen proces. Međutim, pošto taj proces odražava u velikoj meri razvoj vremena, o čemu će kasnije biti govora, to je njegovo dalje izučavanje neophodno.

4.7. **Statička stabilnost vazdušnih masa i metod izračunavanja.** U oblasti gde je vertikalni gradijent temperature poznat statička stabilnost nezasićenog vazduha može se odrediti jednostavnim obrascem

$$S = \gamma_a - \gamma. \tag{4.7.1}$$

gde je $\gamma_a = \frac{g}{c_p}$, tj. adijabatski vertikalni gradijent temperature.

Iz obrasca (4.7.1) lako se može zaključiti da postoji uska veza između stabilnosti atmosfere i promene potencijalne temperature sa visinom. Naime, u indiferentnoj atmosferi, kada je $\gamma = \gamma_a$ stabilnost je jednaka nuli a takođe nema ni promene potencijalne temperature sa visinom. Kada je atmosfera stabilna ($\gamma < \gamma_a$), potencijalna temperatura se povećava, a kada je nestabilna ($\gamma > \gamma_a$), smanjuje sa visinom. Zbog toga se često stabilnost atmosfere izražava pomoću vertikalne promene potencijalne temperature u atmosferi.

Iz obrasca za potencijalnu temperaturu i hidrostatičke jednačine može se lako naći da je

$$\frac{1}{\Theta}\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{1}{T}(\gamma_a - \gamma). \tag{4.7.2}$$

Množeći ovu jednačinu sa $\frac{\partial z}{\partial p}$ dobija se promena potencijalne temperature sa visinom u sistemu p, tj.

$$\frac{1}{\Theta}\frac{\partial \Theta}{\partial p} = \frac{1}{T}(g\varrho)^{-1}(\gamma_a - \gamma). \tag{4.7.3}$$

Ovaj obrazac je veoma podesan za izračunavanje stabilnosti u dinamičkim modelima atmosfere koji su dati u koordinatama pritiska. Sa fizičke tačke gledišta mera stabilnosti izražena obrascem (4.7.3) ostaje konzervativna za vreme adijabatskog dizanja ili spuštanja sloja vazduha ograničenog izobarskim površinama i bez horizontalne divergencije. Zbog toga je ovaj obrazac podesan i za izračunavanje statičke stabilnosti u sloju RT 500/1000 mb, na koji se odnosi metod koji će ovde biti izložen. U radu sa geopotencijalima podesno je da se obrazac (4.7.3) pomnoži sa specifičnom zapreminom α i ubrzanjem Zemljine teže g tako da polazni obrazac za izračunavanje statičke stabilnosti po našem metodu u analitičkom obliku izgleda

$$\sigma = -\frac{\alpha}{g\Theta}\frac{\partial\Theta}{\partial p}. \qquad (4.7.4)$$

Za izračunavanje statičke stabilnosti atmosfere postoji više podesnih metoda. Neki od njih su opisani u radu Gatesa (1961) i knjizi Sauciera (1955). Međutim, ovde će biti prikazan metod Radinovića (1966) za izračunavanje statičke stabilnosti iznad većeg područja, koji je podesan za sinoptički način analize stanja atmosfere. Po tom metodu statička stabilnost se izračunava u delu atmosfere ispod 500 mb pomoću srednje temperature slojeva RT 500/700 i 700/1000 mb.

Rešenje jednačine (4.7.4) dobićemo ako najpre potencijalnu temperaturu izrazimo pomoću lakše merljivih veličina, kao što su pritisak i temperatura vazduha. To ćemo postići logaritmovanjem obrasca za potencijalnu temperaturu, koji posle izvoda po p, postaje

$$\frac{1}{\Theta}\frac{\partial\Theta}{\partial p} = \frac{1}{T}\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{R}{c_p}\frac{1}{p} \qquad (4.7.5)$$

Izraz $\frac{\partial T}{\partial p}$ predstavlja vertikalni gradijent temperature u sistemu p i za sloj od 1000 do 500 mb može se pisati u konačnim razlikama

$$\frac{\partial T}{\partial p} \approx \frac{\Delta T}{\Delta p} = \frac{1}{24\cdot 10^3}(T_D - T_G)\ \text{grad m sec}^2. \qquad (4.7.6)$$

Ovde indeks D označava donji sloj, tj. sloj između 1000 i 700 mb, a indeks G gornji sloj između 700 i 500 mb.

Pomoću jednačine statike i jednačine gasnog stanja, temperatura slojeva iz jednačine (4.7.6) može se dobiti pomoću geopotencijala debljine istih slojeva. Tada je

$$T_D = -\frac{g}{R} Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} \quad \text{i} \quad T_G = -\frac{g}{R} Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}. \qquad (4.7.7)$$

Zamenom ovih vrednosti u (4.7.6) imamo

$$\frac{\partial T}{\partial p} \approx -\frac{g}{25\cdot 10^3 R}\left[Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} - Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}\right]\text{grad m sec}^2.$$

Ako za T u jednačini (4.7.5) smatramo da predstavlja srednju temperaturu sloja 500/1000 mb, možemo pisati

$$T = T_M = \frac{T_D + T_G}{2} = -\frac{g}{2R}\left[Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} + Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}\right]. \qquad (4.7.8)$$

Zamenom izraza (4.7.7) i (4.7.8) u jednačini (4.7.5) imamo

$$\frac{1}{\Theta}\frac{\partial\Theta}{\partial p} = \frac{2}{25\cdot 10^3}\,\frac{Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} - Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}}{Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} + Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}} - \frac{R}{c_p}\cdot\frac{1}{p}.$$

a množenjem sa $-\frac{\alpha}{g}$ prema obrascu (4.7.4) dobijamo

$$\sigma = -\frac{2\alpha}{25\cdot 10^3 g}\cdot\frac{Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} - Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}}{Z_{\frac{700}{1000}}\left(\ln\frac{700}{1000}\right)^{-1} + Z_{\frac{500}{700}}\left(\ln\frac{500}{700}\right)^{-1}} + \frac{\alpha}{g}\cdot\frac{R}{c_p}\cdot\frac{1}{p}\ \text{m}^3\ \text{sec}^4. \qquad (4.7.9)$$

Za sloj između dve određene izobarske površine, kao što je sloj RT 500/1000 mb, drugi član na desnoj strani jednačine (4.7.9) je konstanta. Posle uvođenja odgovarajućih vrednosti za konstante i logaritme jednačina (4.7.9) postaje

$$\sigma = -8{,}93\cdot 10^{-4}\,\frac{Z_{\frac{700}{1000}} - 1{,}167\, Z_{\frac{500}{700}}}{Z_{\frac{700}{1000}} + 1{,}06\, Z_{\frac{500}{700}}}. \qquad (4.7.10)$$

Ovde su vrednosti Z date u dekametrima.

Iz jednačine (4.7.10) vidi se da statička stabilnost zavisi od razlike između debljine slojeva koji se oduzimaju. S druge strane promena zbira

$$Z_{\frac{500}{1000}} + 1{,}06\, Z_{\frac{500}{700}}$$

relativno je mala. Zbog toga se umesto imenioca može koristiti približna vrednost od 550 dekametara. Posle ove zamene u jednačini (4.7.10) dobijamo

$$\sigma = 16\cdot 10^{-7}\left(1{,}167\, Z_{\frac{500}{700}} - Z_{\frac{700}{1000}}\right)\text{m}^{-3}\ \text{sec}^4. \qquad (4.7.11)$$

Po ovoj jednačini statička stabilnost se može odrediti po sledećim postupcima:

1) izrade se karte RT za slojeve 700/1000 mb i 500/700 mb;

2) pomnože se vrednosti debljine sloja 500/700 mb sa faktorom, 1,167;

3) izračuna se razlika između debljine slojeva i

4) dobijene razlike pomnože se faktorom $16\cdot 10^{-5}$.

Određivanje statičke stabilnosti po ovom metodu može se izvesti i grafičkim putem; radnje su sledeće:

1) pomnože se vrednosti debljine sloja RT 500/700 mb sa faktorom 1,167;

2) izvuku se izohipse za slojeve RT 500/700 i 700/1000 mb (u intervalima od 6 dekametara);

3) grafički se oduzmu slojevi iz prethodnog postupka i

4) linije koje predstavljaju razliku debljina između slojeva označe se sa sledećim brojevima.

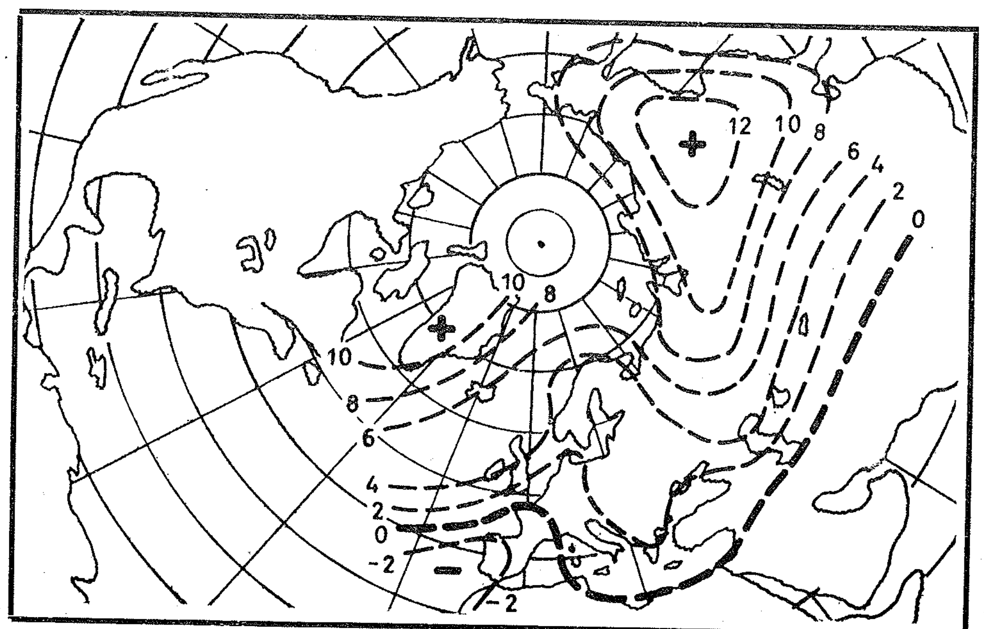
Razlika deblj. slojeva RT	—24	—18	—12	—6	0	6	12	18	24 .
Mera stabil.	—4	—3	—2	—1	0	1	2	3	4 .

Izolinije dobijene na ovaj način pokazuju raspodelu stabilnosti u sloju od 1000 do 500 mb. Ako želimo da dobijemo tačne vrednosti statičke stabilnosti koje odgovaraju obrascu (4.7.4), apsolutne vrednosti dobijene opisanim metodom treba pomnožiti faktorom 10^{-7}. Međutim, ovo množenje se može izostaviti, jer ne utiče na sliku stvarne raspodele statičke stabilnosti u atmosferi.

Jedna od osnovnih karakteristika statičke stabilnosti dobijene na opisani način jeste da je to u vremenskim intervalima od nekoliko dana konzervativna veličina. Međutim, u dužim vremenskim intervalima, kao npr. od sezone do sezone, promene su veoma velike. To se može videti iz slika 4.7.1 i 4.7.2, na kojima je prikazana horizontalna raspodela statičke stabilnosti u jednom danu januara i jednom danu jula u 1960. godini.

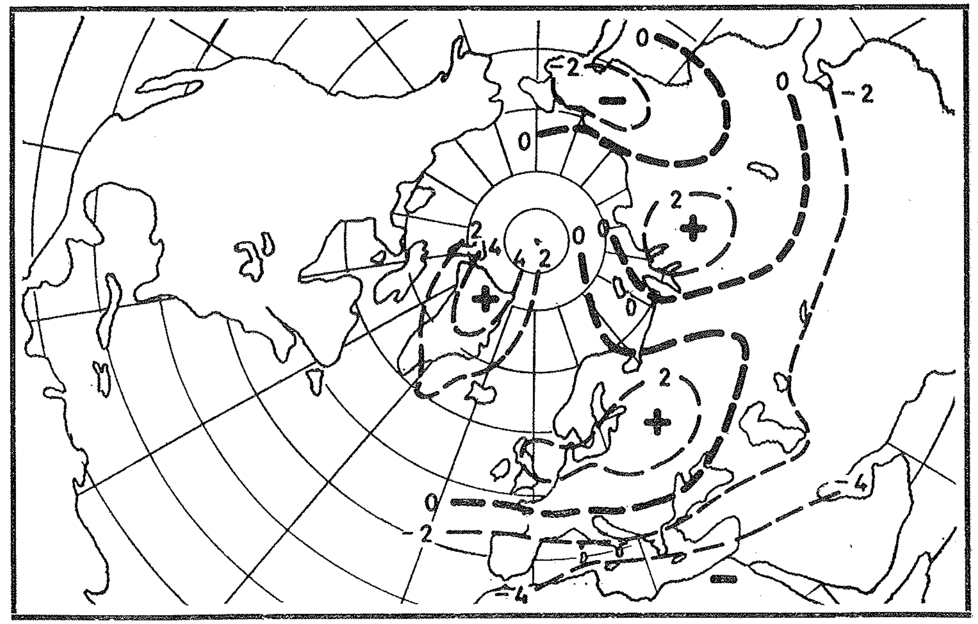
Izrazita statička stabilnost iznad većeg dela Azije, koja se vidi na sl. 4.7.1, rezultat je prisustva vrlo stabilne i hladne vazdušne mase, kakva je obično u toku zime stacionirana u tim oblastima. U toku leta statička stabilnost je znatno manja po apsolutnim vrednostima, a često ima i negativne vrednosti. To pokazuje da na statičku stabilnost bitno utiče termičko stanje podloge.

Poznavanje horizontalne raspodele statičke stabilnosti je važan podatak u analizi i prognozi vremena. Statička stabilnost dolazi naročito do izražaja pri nailasku hladnih vazdušnih masa na orografske prepreke. Tako, u slučaju kada je



Sl. 4.7.1. Statička stabilnost u sloju 500/1000 mb, 4. januara 1960.

atmosfera statički stabilna, hladan vazduh pri nailasku na prepreku ne može da se diže i prebacuje preko nje, već je obilazi. U drugom slučaju, kada je atmosfera statički nestabilna, hladan vazduh se diže bez utroška energije i lako se prebacuje preko orografske prepreke. S obzirom da od ovih procesa zavisi razvoj strujnih modela i vremena u atmosferi, bez tačne analize statičke stabilnosti mogu se praviti često greške u prognozi vremena.



Sl. 4.72. Statička stabilnost u sloju 500/1000 mb, 4. jul 1960.

LITERATURA

B e r g e r o n, T., 1928: *Uber die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse.* I. Geofys. Publ., Vol. 5, No. 6, 111;

G a t e s, W. L., 1961: *Static stability measures in the atmosphere.* J. Meteor,. 18, 528—533;

G o d s k e, C. L., T. B e r g e r o n, J. B j e r k n e s, R. C. B u n d g a a r d, 1957: *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting.* Boston, Massachusetts, American Meteorological Society and Carnegie Institution of Washington, 800;

P e t t e r s s e n, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting.* Second edition, Vol. II. New York — Toronto — London, (McGraw-Hill), 226;

R a d i n o v i ć, Đ., 1966: *Orographic Influence on the Air Stream Deformation in Variable Static stability of the Atmosphere.* Beograd, Uticaj Karpata na vreme, PMF Meteorološki zavod — SHMZ, 265—271.

S a u c i e r, W. J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis.* Chicago, Univ. Press, 438.

GLAVA V

DISKONTINUITETNE POVRŠINE U ATMOSFERI

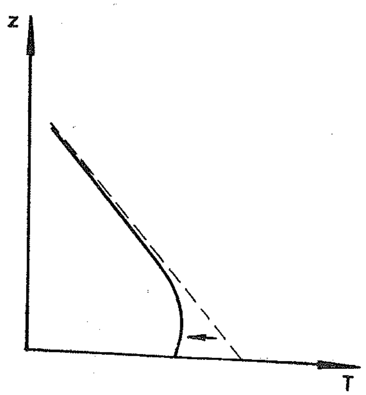
5.1. **Inverzija.** Izvesne pojave u atmosferi mogu znatno uticati na promenu temperature sa visinom, odnosno na vertikalni gradijent temperature. Ovde ćemo spomenuti dva uticaja na temperaturu vazduha koji pod povoljnim uslovima mogu toliko da utiču na izmenu vertikalnog gradijenta temperature da se umesto opadanja temperature sa visinom, kao što je slučaj u normalnim prilikama, pojavi porast. To su veoma jako hlađenje prizemnog sloja vazduha i subsidencija.

Jako hlađenje se javlja redovno u hladnoj polovini godine, kada je noćno hlađenje jače od dnevnog zagrevanja. Ova pojava je najintenzivnija u polarnim oblastima, gde je negativni toplotni bilans najveći i gde se vazduh nalazi iznad ledene površine.

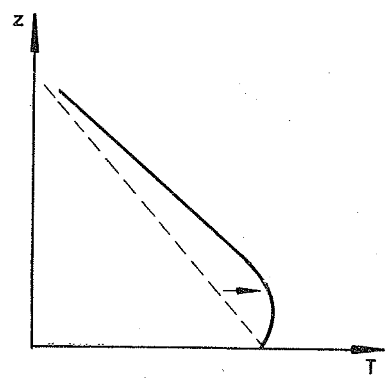
Intenzivno hlađenje podloge dovodi do tako jakog rashlađivanja prizemnog sloja da se u tom sloju uspostavi negativan temperaturski gradijent sa visinom. Idući od Zemljine površine, temperatura se sa visinom povećava sve do izvesne visine, kad dalje počinje da opada. Sloj u kome temperatura raste sa visinom zove se inverzioni sloj ili inverzija.

Slično se dešava kada se u slobodnoj atmosferi javi subsidencija. Tada, kada e gradijent temperature manji od adijabatskog, dolazi do zagrevanja slobodne atmosfere u slučaju subsidencije i promene temperaturske stratifikacije.

Obe navedene pojave obično dolaze do jakog izražaja u anticiklonima. Kriva stratifikacije pri inverziji koja je nastala hlađenjem od podloge prikazana je na sl. 5.1.1, a pri inverziji nastaloj subsidencijom na sl. 5.1.2.

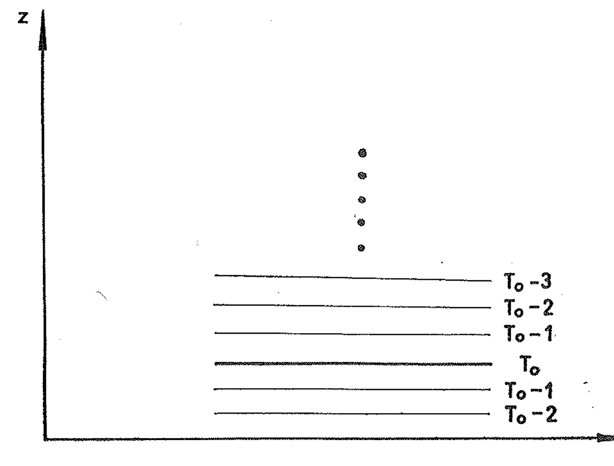


Sl. 5.1.1. Inverzija nastala hlađenjem od podloge
——— Kriva strat. posle
– – – Kriva strat. pre



Sl. 5.1.2. Inverzija nastala subsidencijom
——— Kriva strat. posle
– – – Kriva strat. pre

Pretpostavimo da su izotermne površine paralelne nivoskim površinama. Tada će presek izotermnih površina sa vertikalnom ravni xz dati prave linije paralelne x osi kako je prikazano na sl. 5.1.3. Visina na kojoj temperatura prestaje da raste i počinje da opada sa visinom označena je debelom crtom i predstavlja gornju granicu sloja inverzije. Ona istovremeno predstavlja površinu na kojoj postoji diskontinuitet gradijenta temperature, dok je temperatura na njoj kontinuarna funkcija visine. To je diskontinuitet prvog reda u temperaturi.



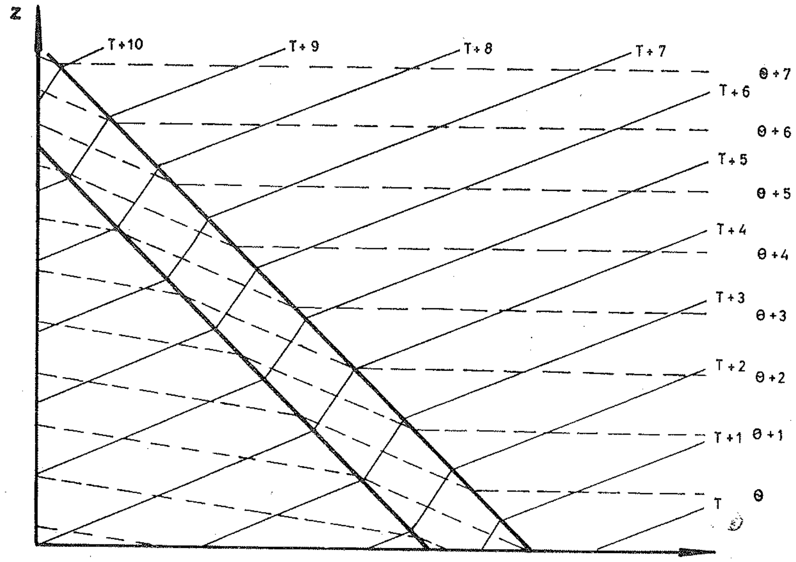
Sl. 5.1.3. Prikaz inverzije i izotermi u vertikalnoj ravni

S obzirom na dinamički granični uslov, pritisak se kontinuarno menja na putu kroz inverziju. Pošto su pritisak i temperatura kontinuarne funkcije koordinata, to se i gustina, prema jednačini stanja, kontinuarno menja u prostoru. Za inverziju u atmosferi je karakteristično da se prostire skoro horizontalno. U inverznom sloju izobarske i izotermske površine su zbog toga uglavnom paralelne, pa je sloj inverzije kvazi-barotropan. Sasvim drukčije je na frontalnim površinama, gde inverzija ne leži horizontalno već pod izvesnim uglom u odnosu na horizontalnu ravan.

5.2. **Pojam fronta.** Već na prvim sinoptičkim kartama bilo je zapaženo da dve različite vazdušne mase deli uska zona u kojoj se vrednosti meteoroloških elemenata naglo menjaju. Međutim, tek 1918. Jak Bjerknes je uveo pojam fronta u meteorologiju i opisao njegove osnovne karakteristike. Po rečima Bergerona (1955), pravo je čudo kako raniji istraživači-meteorolozi koji su jasno uočili prirodu frontova nisu front definisali i taj pojam objasnili.

Suština pojave atmosferskih frontova leži u sledećem. Različito termičko stanje neke vazdušne mase znači različitu gustinu odnosno potencijalnu energiju. Zbog toga ako se dve različite vazdušne mase neposredno dodiruju, na dodirnoj površini postojaće skok u potencijalnoj energiji po jedinici zapremine. Hladnija vazdušna masa biće gušća i teža, pa će se javiti gradijenti pritiska koji će težiti da proizvedu kretanje u smislu smanjenja potencijalne energije. Položaj u kome potencijalna energija ima minimalnu vrednost traži da se hladni vazduh proširi ispod toplog vazduha. Pod dejstvom sile gradijenta pritiska u takvom smislu pojavi se kretanje delića vazduha. Međutim, sa pojavom kretanja delića vazduha javlja se i sila devijacije koja drži ravnotežu gradijentu pritiska. Ova ravnoteža je uspostavljena kad se hladan vazduh postavi u vidu klina ispod toplog vazduha.

Radi pravilnog razumevanja prirode fronta u atmosferi, treba još napomenuti da položaj hladnog vazduha u vidu klina ispod toplog vazduha ne smemo posmatrati kao odnos čvrstih predmeta. Zbog skoka u vrednostima meteoroloških elemenata front predstavlja vrlo složen sistem cirkulacije vazduha. Da bismo to bolje videli, razmotrićemo raspodelu izotermnih i izentropskih površina u frontalnoj zoni. Kao što se vidi iz sl. 5.2.1, ove dve grupe površina u frontalnoj zoni se presecaju pod velikim uglom i na taj način obrazuju velik broj termodinamičkih solenoida. Koncentracija termodinamičkih solenoida u frontalnoj zoni po teoremi o cirkulaciji pokazuje da u frontalnoj zoni postoji izrazito ubrzanje cirkulacije. To istovremeno pokazuje da frontalna zona predstavlja energetsku zonu, odnosno zonu velikih rezervi energije.



Sl. 5.2.1. Presek izotermnih i izentropskih površina u frontalnoj zoni

Kad bi vazduh bio u stanju mirovanja, diskontinuitetna površina ili prelazna zona u polju gustine imala bi horizontalan položaj. U slučaju kretanja vazduha, kao što je ranije rečeno, diskontinuitetna površina ima takav položaj da hladan i gušći vazduh leži ispod ređeg u vidu klina.

Kao što je poznato iz dinamičke meteorologije, nagib frontalne površine dat je izrazom

$$\frac{dz}{dy}=\frac{f}{g}\,\frac{Tu_g'-T'u_g}{T'-T}.$$

Na graničnoj površini diskontinuitet u geostrofskom vetru je znatno veći od diskontinuiteta u temperaturi. Zbog toga ovu formulu možemo uprostiti na taj način što ćemo u brojiocu umesto T i T' pisati T_m pa imamo

$$\frac{dz}{dy}\approx\frac{f}{g}\,\frac{u_g'-u_g}{T'-T}\,T_m.$$

U umerenim geografskim širinama je $f\approx 10^{-4}$ sec^{-1} a $g\approx 10$ m sec^{-2}, i ako za temperaturu uzmemo $T_m=280$ °K, onda će biti

$$\operatorname{tg}\alpha=\frac{dz}{dy}=0{,}0028\,\frac{u_g'-u_g}{T'-T}. \qquad (5.2.1)$$

Zamenjujući osmotrene podatke za vetar i temperaturu na graničnim površinama, dobija se da nagib u odnosu na horizontalnu ravan varira, uglavnom od 1/50 do 1/300 i da se najčešće kreće oko srednje vrednosti od 1/150. Prema osmotrenim vrednostima nagiba granične površine pokazalo se da poslednja formula, iako znatno uprošćena, daje dobre rezultate u praksi.

5.3. **Uslovi stvaranja i iščezavanja frontalnih površina.** Polazeći od poslednjeg obrasca iz prethodnog poglavlja, proizlazi da će nagib granične površine koja deli dve vazdušne mase biti tim manji što je temperaturska razlika veća, a razlika u vetru sa jedne i druge strane granične površine manja. Ukoliko vektorska razlika brzine vetra ostaje nepromenjena, onda će se nagib frontalne površine smanjivati sa povećanjem temperaturne razlike i obratno. Međutim, pri porastu temperaturske razlike na frontalnoj površini povećaće se i razlika vektora brzine vetra. Može se pokazati da porast gradijenta temperature u horizontalnom pravcu za 1 °C/100 km dovodi do promene brzine vetra na liniji fronta za oko 3 m sec^{-1}. Ovakva promena u brzini vetra doprinosi povećanju nagiba frontalne površine više nego što odgovarajuća promena temperature doprinosi njegovom smanjenju. Prema tome, povećanje horizontalnog gradijenta temperature kroz liniju fronta normalno dovodi do povećanja nagiba frontalne površine.

Intenzitet nekog fronta u atmosferi može se izraziti horizontalnim gradijentom temperature na liniji fronta $-\Delta T$. Kada je u nekoj oblasti strujanje takvo da se $|\nabla T|$ povećava duž neke linije više nego na ma kom drugom mestu u toj oblasti, onda kažemo da duž te linije imamo stvaranje fronta odnosno frontogenezu. U obrnutom slučaju, ako se $|\nabla T|$ sa vremenom smanjuje imamo frontolizu. Ovaj proces se može jednostavno izraziti pomoću funkcije

$$\mathcal{F}=\frac{d}{dt}|\nabla T|$$

ili u sistemu koordinata koji se kreće sa linijom frontogeneze

$$\mathcal{F}=\frac{\partial}{\partial t}|\nabla T|.$$

Ako označimo pravac normale na neku liniju sa n, onda će u slučaju frontogeneze na toj liniji biti

$$\mathcal{F}>0,\quad \frac{\partial\mathcal{F}}{\partial n}=0,\quad \frac{\partial^2\mathcal{F}}{\partial n^2}<0$$

a u slučaju frontolize

$$\mathcal{F}<0,\quad \frac{\partial\mathcal{F}}{\partial n}=0,\quad \frac{\partial^2\mathcal{F}}{\partial n^2}>0.$$

Uslovi za frontogenezu i frontolizu mogu biti rezultat delovanja različitih činilaca. U tom pogledu razlikujemo tri osnovne vrste frontogeneze odnosno frontolize: kinematičku, dinamičku i orografsku.

Kinematička frontogeneza i frontoliza javljaju se pri određenim tipovima strujanja usled nepodudaranja polja temperature sa strujnim poljem. Posmatrajmo horizontalno linearno strujno polje u oblasti tačke T (0,0). Kao što je poznato, vektor brzine možemo u koordinatnom sistemu čije ose leže u pravcu osa polja deformacije u tom slučaju pisati u sledećem obliku

$$u = u_0 + \frac{1}{2} Fx + \frac{1}{2} Dx - \frac{1}{2} \zeta y$$

$$v = v_0 - \frac{1}{2} Fy + \frac{1}{2} Dy + \frac{1}{2} \zeta x$$

gde su u_o, v_o brzina u tački $T(0, 0)$

$$F = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{deformacija}$$

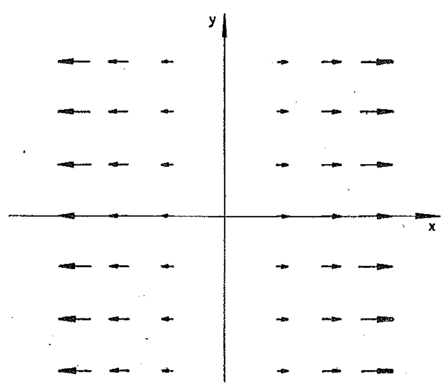
$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{divergencija}$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad \text{vrtložuost}$$

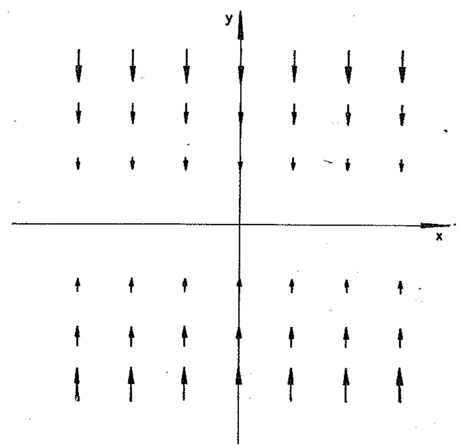
U linearnom strujnom polju sve ove vrednosti su konstantne. Prema tome, strujno polje možemo smatrati kao zbir 4 parcijalna strujna polja: translacije (u_o, v_o), deformacije $\left(F = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)$, divergencije $\left(D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$ i vrtložnosti $\left(\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$.

Translatorno kretanje se javlja u atmosferi kad se u nekoj oblasti uspostavi polje pravolinijskih izohipsa na kartama AT sa svuda jednakim međusobnim odstojanjem. Pri takvom tipu kretanja horizontalni gradijenti temperature se ne mogu menjati na datom nivou.

Polje deformacije je predstavljeno na slikama 5.3.1 i 5.3.2. Na prvoj slici prikazana je deformacija komponente brzine u pravcu ose x i, s obzirom na smer

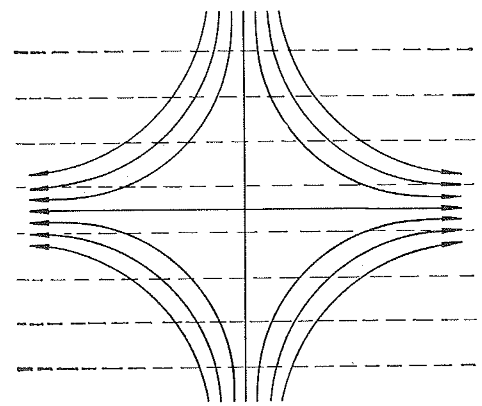


Sl. 5.3.1. Deformacija komponente x

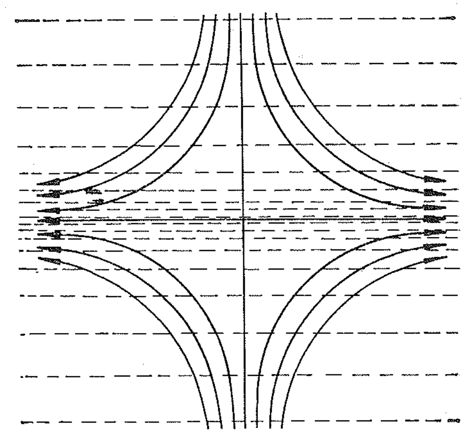


Sl. 5.3.2. Deformacija komponente y

deformacije, osa x predstavlja osu rastezanja ili dilatacije. Na drugoj slici je prikazana deformacija komponente brzine u pravcu ose y, koja je u ovom slučaju osa stezanja. Ukupna deformacija koju prikazuje deformaciono polje strujanja prikazana je na slikama 5.3.3 i 5.3.4.



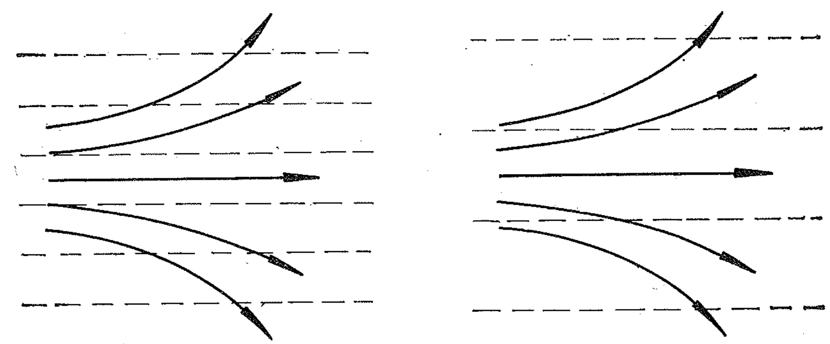
Sl. 5.3.3. Deformaciono polje — početak deformacije



Sl. 5.3.4. Deformaciono polje — kraj deformacije

Uspostavljanje ovakvog polja strujanja u atmosferi može da dovede do intenzivne frontogeneze ili frontolize u zavisnosti od položaja izotermi u odnosu na ovakvo polje strujanja. Da bismo to pokazali, uzećemo slučaj kako je predstavljeno na sl. 5.3.3, gde se u nekom trenutku vremena izoterme prostiru paralelno osi rastezanja deformacionog polja i međusobno su podjednako udaljene. Vidimo da što su izoterme udaljenije od ose rastezanja, to su pod većim uglom u odnosu na linije strujanja. Zbog toga će se i brže premeštati u pravcu ose rastezanja. Tako će kroz izvesno vreme doći do zgušnjenja izotermi duž ose rastezanja, odnosno do obrazovanja fronta.

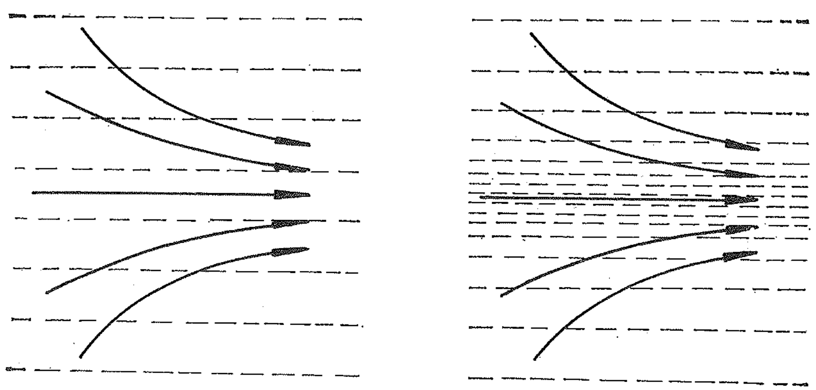
Obično je slučaj da izoterme nisu paralelne već stoje pod nekim uglom sa osom rastezanja. Deformaciono polje strujanja će dovesti uvek do frontogeneze ako je ovaj ugao manji od 45°. Ako je, pak, ugao između izotermi i ose rastezanja veći od 45°, deformaciono polje će dejstvovati u smislu udaljavanja izotermi jedne od druge, odnosno njegovo dejstvo će postati frontolitičko. Međutim, i u takvom slučaju deformaciono polje će uticati na rotaciju izotermi u smislu smanjenja ugla između njih i ose rastezanja. Tako će se pri postojanju deformacionog polja strujanja u



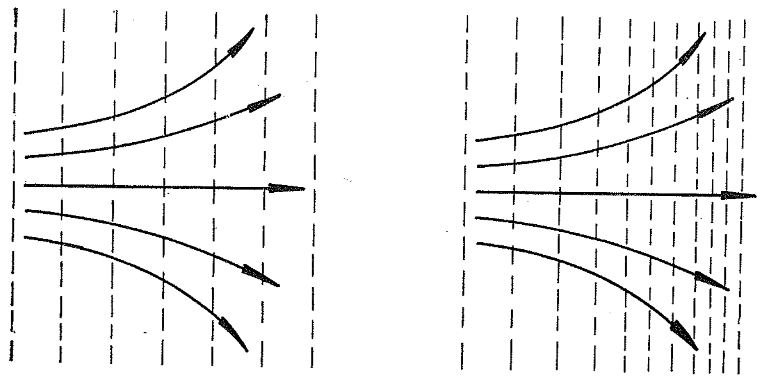
Sl. 5.3.5. Frontoliza u divergentnom polju strujanja

atmosferi bez obzira na smer izotermi, u toku dužeg vremena, proces završiti frontogenezom duž ose rastezanja. Zbog toga deformaciona polja strujanja imaju velikog značaja za obrazovanje frontova u atmosferi.

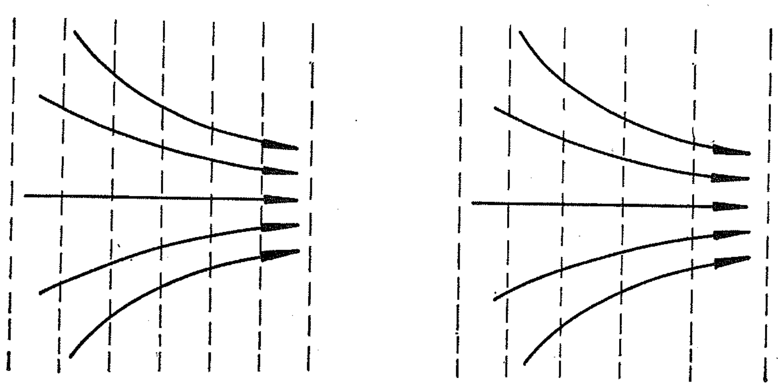
Divergentni tip kretanja predstavićemo susticanjem i razilaženjem strujnih linija. Kao što se može videti na slikama 5.3.5 i 5.3.6, pri malim uglovima advekcije razilaženje izohipsi dovodi do frontolize a susticanje do frontogeneze. Obrnut proces imamo prikazan na slikama 5.3.7 i 5.3.8. Iz poslednje dve slike se vidi da pri velikim



Sl. 5.3.6. Frontogeneza u divergentnom polju strujanja



Sl. 5.3.7. Frontogeneza u divergentnom polju strujanja

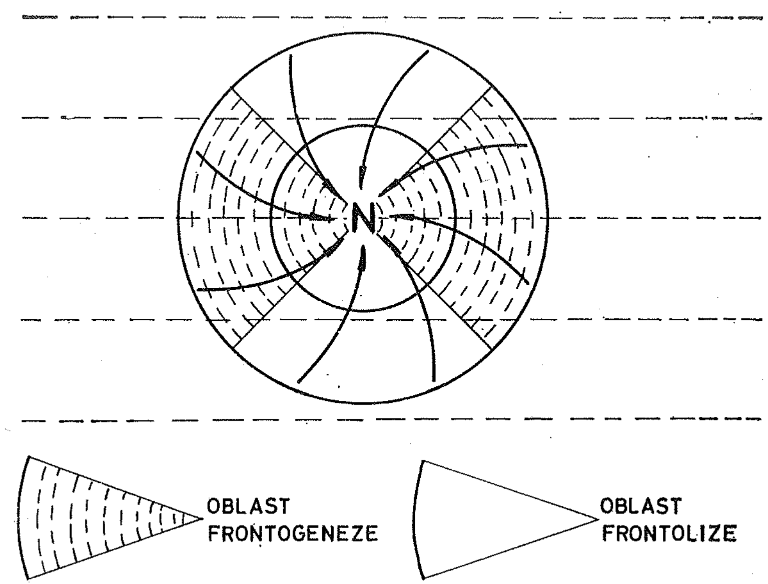


Sl. 5.3.8. Frontoliza u divergentnom polju strujanja

uglovima između izohipsi i izotermi razilaženje izohipsi, koje je praćeno smanjenjem brzine, dovodi do frontogeneze a susticanje izohipsi do frontolize.

Najzad, vrtložni tip kretanja sa konstantnom uglovnom brzinom ima za posledicu okretanje izotermi oko centra vrtloženja. Pri tome se rastojanje između izotermi ne menja. To znači da ovaj tip strujanja ne može da proizvede ni frontogenezu ni frontolizu.

Međutim, pri vrtložnom kretanju u prizemnom sloju, kao što je slučaj u ciklonima i anticiklonima, delići se ne kreću po izobarama, već se zbog trenja putanje delića seku pod izvesnim uglom sa izobarama. U ciklonu postoji susticanje strujnica u centru ciklona a kod anticiklona razilaženje od centra anticiklona. Ako je termičko polje takvo da su izoterme paralelne međusobno i da su na jednakom rastojanju, onda će cirkulacija u ciklonu i anticiklonu u pojedinim sektroima dejstvovati frontogenetski a u drugim, pak, frontolitički. To je pokazano na slikama 5.3.9 i 5.3.10. (Zverov, 1957).

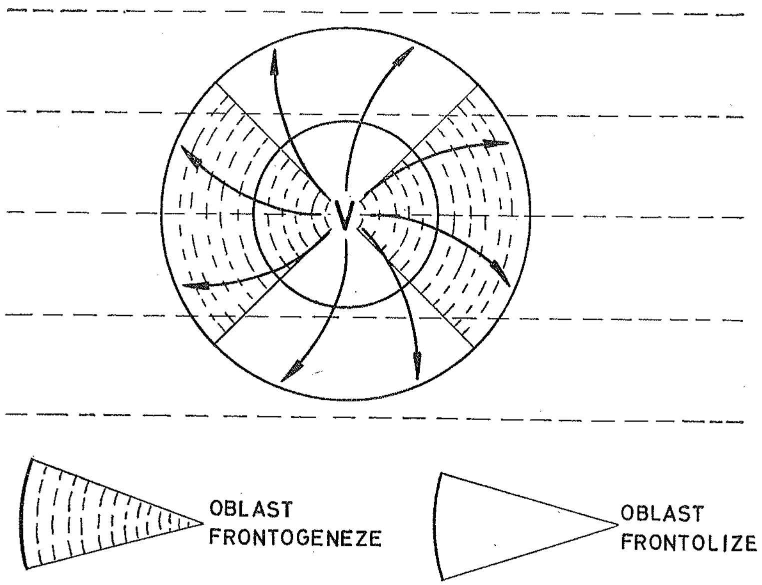


Sl. 5.3.9. Frontogenetski i frontolitički sektori u ciklonu

Odavde možemo zaključiti da uslovi za frontogenezu u ciklonu postoje tamo gde su uglovi između izotermi i strujnica najmanji, tj. gde je najmanja advekcija. Uslovi za frontolizu postoje u oblasti ciklona gde je advekcija najveća. U anticiklonu je obrnut slučaj.

Razume se da je frontogeneza i frontoliza proces koji se obično proteže do znatne visine u atmosferi. Zbog toga nije dovoljno da na jednom nivou ustanovimo postojanje uslova za frontogenezu ili frontolizu i da smatramo da će taj proces zaista biti ispoljen. Potrebno je proučiti uslove i na drugim susednim nivoima da bi se dobio uvid u prostorne razmere tog procesa. Ovo je naročito potrebno učiniti kad frontogenezu i frontolizu ocenjujemo pomoću polja strujanja i izotermi na prizemnim kartama.

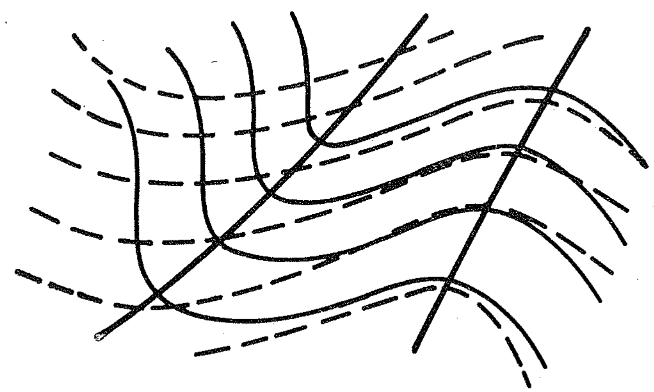
Napred smo razmotrili uslove za frontogenezu i frontolizu kod četiri različita tipa strujanja u atmosferi. Međutim, najčešće je slučaj da je polje strujanja rezultat istovremenog postojanja sva četiri tipa kretanja koja su napred razmatrana. Zbog



Sl. 5.3.10. Frontogenetski i frontolitički sektori u anticiklonu

toga je strujno polje u atmosferi obično znatno složenije nego što smo ga u ovom poglavlju šematski predstavljali.

Jedan takav model strujnog polja koji se veoma često sreće u atmosferi je talas koji je sastavljen iz jedne doline i jednog grebena. Na sl. 5.3.11 punim linijama predstavljene su izohipse AT a isprekidanim linijama izoterme na istom nivou.



Sl. 5.3.11. Frontogeneza duž ose doline i frontoliza duž ose grebena

Iz ove slike vidimo da na zadnjoj strani doline i na prednjoj strani grebena postoji jaka advekcija, dok su na prednjoj strani doline i na zadnjoj strani grebena izohipse i izoterme skoro paralelne. Kao rezultat toga u oblasti ose doline doći će do susticanja izotermi, dok će se u oblasti ose grebena izoterme razilaziti. Zbog toga kažemo da je osa doline oblast frontogeneze, dok je osa grebena oblast frontolize.

Pored uslova za frontogenezu i frontolizu koji se javljaju kao poseldica određenog tipa strujanja u atmosferi, tj. za kinematičku frontogenezu i frontolizu, mogući

su i drugi uzroci ovih pojava. Tako, npr. horizontalni gradijenti temperature mogu se menjati zbog vertikalnih kretanja kada se vertikalni gradijent temperature razlikuje od adijabatskog. Može se pokazati da je odnos između frontogeneze i vertikalne brzine dat sledećim izrazom

$$F=-\frac{\partial \omega}{\partial n}(\gamma_a-\gamma).$$

Ovde je n normala na liniju fronta i usmerena je u pravcu porasta temperature. Kada su

$$\frac{\partial \omega}{\partial n}>0 \quad \text{i} \quad \gamma<\gamma_a$$

onda je $F<0$, tj. postoji frontoliza. Ako pri

$$\gamma<\gamma_a \text{ i } \omega>0$$

postoji smanjenje vertikalne brzine u pravcu povišenja temperature, tj.

$$\frac{\partial \omega}{\partial n}<0$$

onda je $F>0$, što znači da postoji frontogeneza. S obzirom da je u oblasti fronta

$$\omega>0, \quad \gamma<\gamma_a \quad \text{i} \quad \frac{\partial \omega}{\partial n}<0$$

to vertikalna kretanja utiču u većini slučajeva frontolitički na frontalnu površinu. Za razliku od kinematičke frontogeneze proces frontogeneze uslovljen vertikalnim kretanjima, promenom polja pritiska i još nekim činiocima naziva se dinamička frontogeneza.

Pored toga proces frontogeneze i frontolize može se javiti u atmosferi usled dovoda i odvoda toplote vazdušnim masama koje se neposredno graniče. Tako ćemo u slučaju postojanja oštre granične površine između hladnog i toplog vazduha imati fronolizu ako podloga deluje na smanjenje temperaturske razlike, tj. hladniji vazduh će se zagrevati a topli hladiti od podloge.

Zatim, orografske prepreke mogu da izazovu prisilno usmeravanje i na taj način približavanje — susticanje vazduha različitih fizičkih osobina tako da se obrazuje frontalna površina. Takvi slučajevi se zovu orografske frontogeneze. Do nje obično dolazi kad frontalne površine prelaze, preko orografskih prepreka. Tada se usled spuštanja vazduha u zavetrini planine javlja fenski efekat koji dovodi do zagrevanja hladnog vazduha i rasplinjavanja frontalne zone.

5.4. **Front u barskom i termičkom polju.** Nagla promena gustine, temperature, brzine vetra i drugih fizičkih osobina u zoni fronta ima svakako odraza i na polje pritiska u toj oblasti. Zbog toga ćemo se u ovom poglavlju upoznati sa tipovima barskog polja koji mogu da se jave u oblasti fronta. U tu svrhu zamislimo da se front pruža pravcem zapad-istok i da je frontalna površina nagnuta prema severu. Pošto je

$$\varrho-\varrho'>0 \text{ i } tg\alpha>0$$

iz Margulesove formule sledi da će biti

$$\frac{\partial p}{\partial y}-\frac{\partial p'}{\partial y}>0.$$

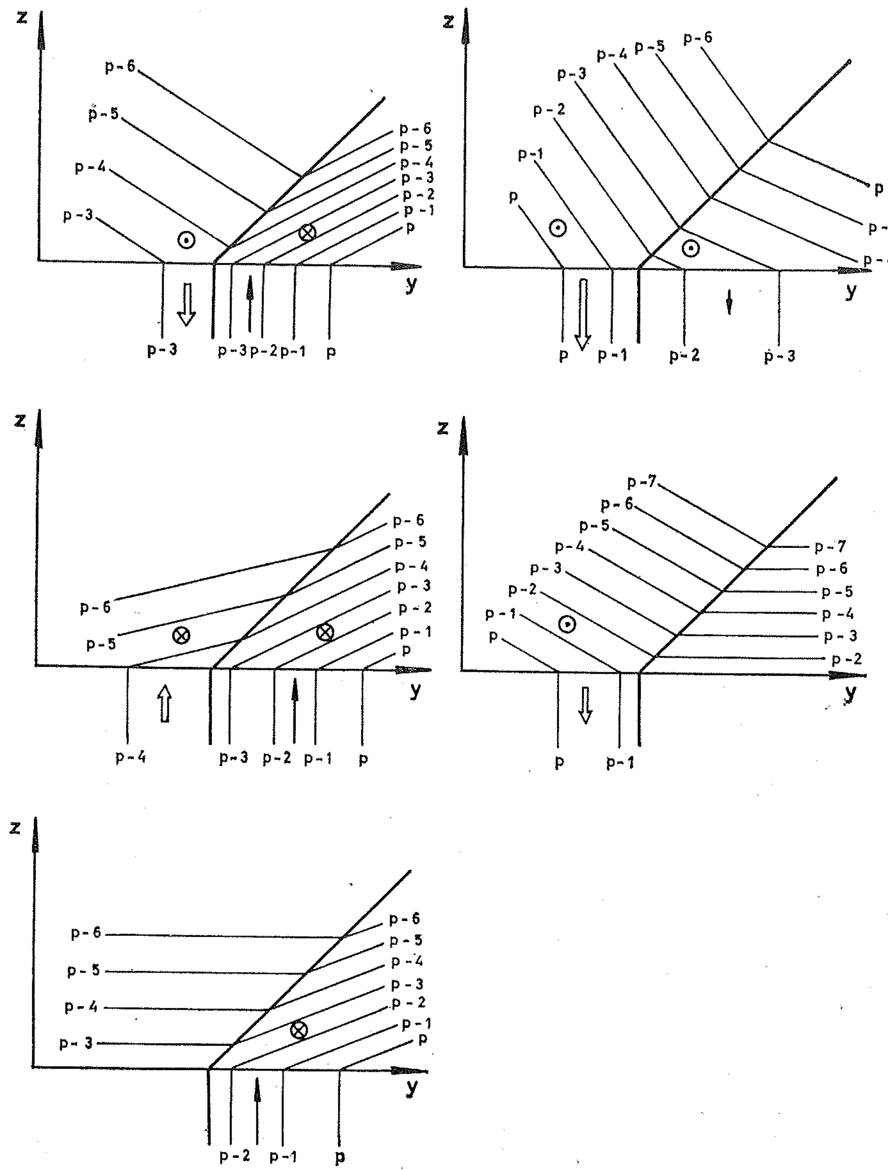
8*

To znači da je gradijent pritiska normalan na liniju fronta uvek veći u toplom nego u hladnom vazduhu. S druge strane, pošto je

$$T'>T \text{ a } tg\alpha>0,$$

i z jednačine (5.2.1) proizlazi da je i $u_g>u'_g$, tj. komponente geostrofskog vetra paralelne liniji fronta u hladnom i toplom vazduhu moraju biti uvek takve da postoji ciklonsko smicanje brzine vetra pri prolasku kroz zonu fronta.

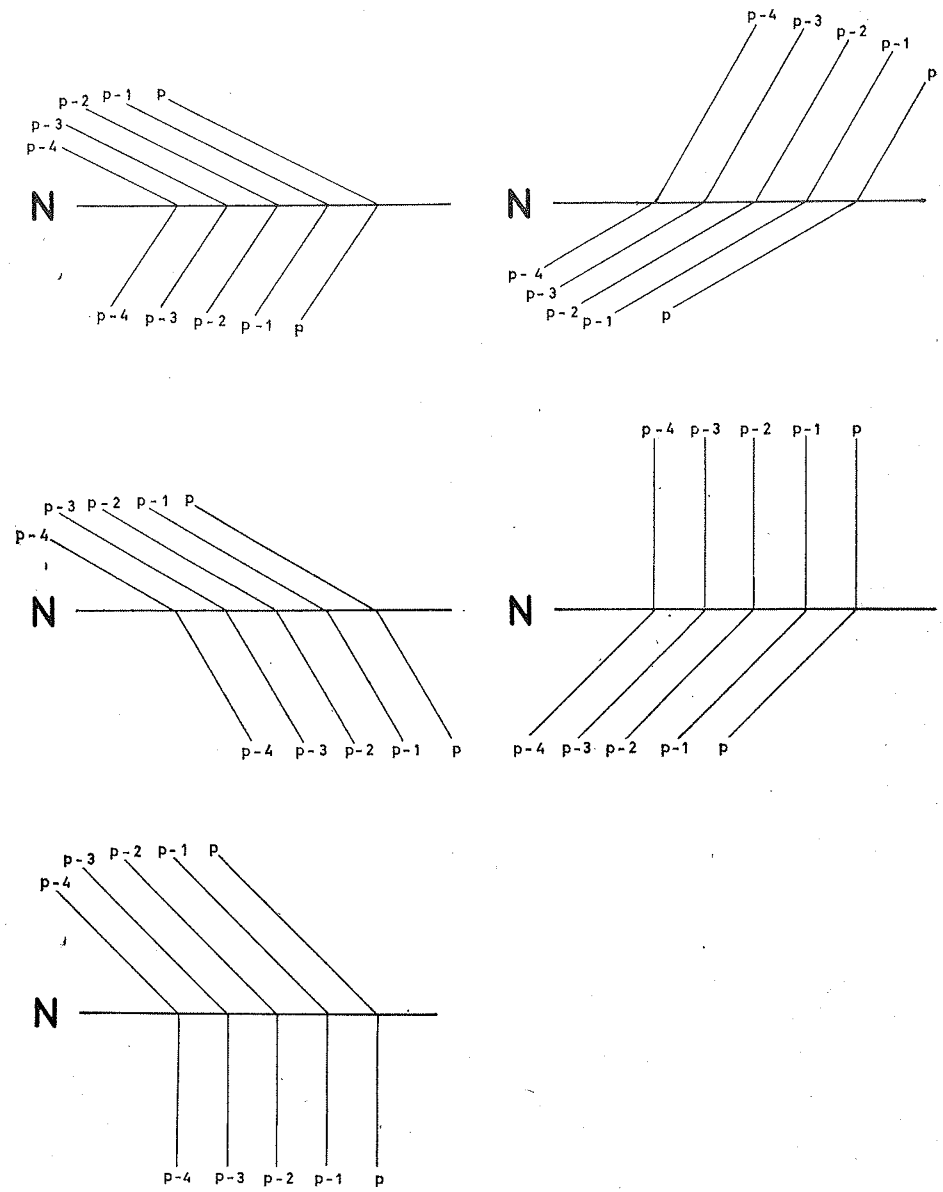
Ovi uslovi mogu biti zadovoljeni u pet slučajeva u pogledu raspodele pritiska. Ti slučajevi su prikazani na sl. 5.4.1. Zbog različite temperature i gustine vazdušnih



Sl. 5.4.1. Mogući položaji fronta u polju pritiska

masa je prema jednačini statike rastojanje između dve izobarske površine u toploj vazdušnoj masi veće nego u hladnoj.

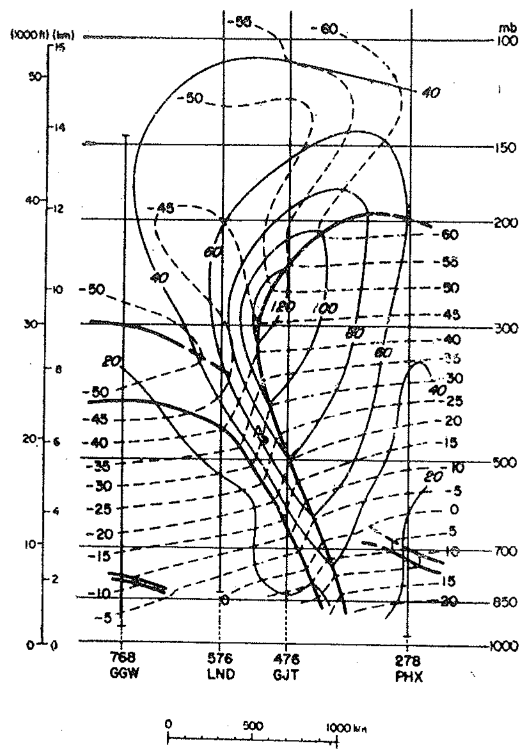
Ispod ose y predstavljeni su preseci izobarskih površina i frontalne površine sa horizontalnom ravni. S obzirom da je front stacionaran, izobare su paralelne frontu, a strelice označavaju vektore vetra u toploj (dvostruka strelica) i u hladnoj (jednostruka strelica) vazdušnoj masi. Smer strelice naviše i znak ⊗ na crtežu označavaju duvanje vetra sa istoka na zapad a usmerenost strelice naniže i znak ⊙ na crtežu označavaju duvanje vetra od zapada na istok.



Sl. 5.4.2. Mogući položaji fronta u polju pritiska pri nagnutosti izobarskih površina prema horizontalnoj ravni

Na osnovu ovih slika lako je zamisliti da se izobarske površine prelamaju na frontalnoj površini i tako obrazuju u prostoru duž zone fronta dolinu. U slučaju kada su izobarske površine nagnute u pravcu linije fronta one se seku sa horizontalnom ravni, i dolina duž linije fronta je vidljiva i u horizontalnoj ravni. Svi prethodni slučajevi pri nagnutosti izobarskih površina prema horizontalnoj ravni izgledali bi kao što je prikazano na sl. 5.4.2.

Iz ove slike vidimo da se izobare na frontu lome slično kao što se izobarske površine lome u prostoru. U oba slučaja važi pravilo da se jedna ista izobarska površina, odnosno izobara, lomi tako da u pravcu niskog pritiska pravi ugao manji od 180°. Drugi oblici raspodele pritiska u oblasti fronta sem prikazanih nisu mogući jer bi došlo do narušavanja napred definisanih uslova. Tako, npr. da bi front mogao ležati duž ose grebena kao što leži duž ose doline, bilo bi potrebno da opadanje pritiska sa visinom u toplom vazduhu bude veće nego u hladnom vazduhu. To svakako nije moguće pa se front ne može naći u oblasti ose grebena.



Sl. 5.4.3. Frontalna površina na vetikalnom preseku od 3. aprila 1950. (Newton, 1954).

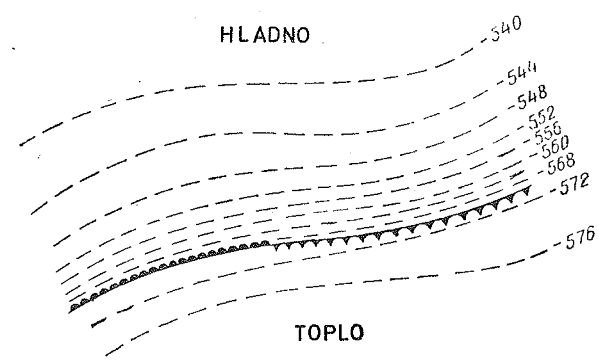
Ovde ćemo napomenuti da se u većini slučajeva izobare na osi doline duž koje leži front ne prelamaju već se naglo savijaju. Međutim, i u slučaju prelamanja izobara ne postoji diskontinuitet u polju pritiska. To znači da se izobare u bilo kojoj tački fronta ne prekidaju. Diskontinuitet postoji samo u gradijentu pritiska, pa kao posledica toga pri prolazu fronta preko neke tačke zapaža se oštar skok u pravcu i brzini vetra. Pri prolasku fronta vetar uvek skreće udesno, tj. u pravcu kretanja kazaljke na satu.

Kao što je u polju pritiska, tako je i u polju temperature front jasno izražen. Na sl. 5.4.3 prikazan je presek frontalne površine od 3. aprila 1950. u vertikalnoj ravni.

Na ovom vertikalnom preseku vidimo kako se izoterme lome u zoni fronta gde postoji skok u gradijentu temperature. Sa ovog vertikalnog preseka se može zaključiti da na svim nivoima do kojih dopire frontalna površina u visinu mora postojati skok u horizontalnom gradijentu temperature. S obzirom na nagib frontalne površine, taj skok sa visinom je uvek pomeren na stranu hladnog vazduha.

Skok u horizontalnom gradijentu temperature u oblasti fronta je najizrazitiji kad se prikaže srednjom temperaturom sloja vazduha. U tom cilju koriste se karte RT na kojima izohipse koje izražavaju debljinu sloja u geopotencijalnim metrima istovremeno označavaju i srednju temperaturu tog sloja. Na sl. 5.4.4 prikazana je promena horizontalnog gradijenta geopotencijala na karti RT 500/1000 mb i položaj fronta na Zemljinoj površini u odnosu na izohipse RT.

Dolazak hladnog vazduha u neku oblast zbog veće gustine, dovodi do porasta pritiska ili smanjenja pada pritiska na površini Zemlje. Ta promena pritiska utiče u pravcu porasta geopotencijala na svim nivoima, odnosno dovodi do izdizanja izobarskih površina. S druge strane, pošto je visina AT funkcija ne samo pritiska na nivou mora već i srednje temperature sloja vazduha, to će smanjenje temperature uticati u pravcu smanjenja geopotencijala odnosno spuštanja izobarskih površina AT. Porast pritiska na nivou mora, koji je rezultat nailaska hladnije vazdušne mase



Sl. 5.4.4. Položaj fronta prema izohipsama RT 500/1000 mb

više doprinosi izdizanju izobarskih površina do visine, koja nije veća od 2-3 km, nego smanjenje srednje temperature sloja njihovom spuštanju. Na većim visinama je obrnuto, tj. smanjenje srednje temperature sloja praćeno je uvek spuštanjem izobarskih površina. S obzirom da izohipse AT sa visinom teže sve više da se približe izotermama srednje temperature sloja i da je gradijent geopotencijala AT funkcija gradijenta srednje temperature sloja, to će izohipse na kartama AT od nivoa 700 mb pa naviše u oblasti fronta biti zgusnute kao i izohipse na karti RT. To nam omogućava da front možemo analizirati prostorno i tako videti njegovu vertikalnu razvijenost i njegov intenzitet.

5.5. **Klasifikacija frontova.** Pošto su u atmosferi frontovi vezani za vazdušne mase, to su principi klasifikacije vazdušnih masa primenjeni i na frontove. U geografskoj klasifikaciji frontovi su dobili nazive po hladnijoj vazdušnoj masi, koju odvajaju od toplije. To znači da je front koji odvaja arktički vazduh od vazduha umerenih širina nazvan arktički front. Front koji odvaja vazduh umerenih širina (ranije nazivan polarni) od tropskog vazduha zove se umereno-širinski (polarni) front. Najzad, front koji odvaja tropsku vazdušnu masu od ekvatorijalne zove se tropski front. Ovi frontovi se još zovu i glavnim frontovima.

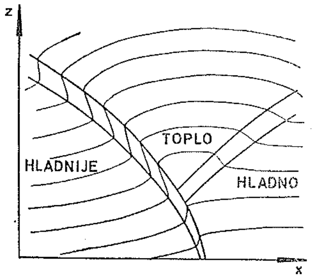
Termička klasifikacija frontova zasniva se na smeru kretanja prema hladnom odnosno toplom vazduhu. Front koji se premešta prema toplom vazduhu, što znači topao vazduh se povlači, a hladan nadire, zove se hladan front. Ako je slučaj obrnut, tj. ako se hladan vazduh povlači, a topao nadire, onda se front zove topli front. Ukoliko se frontalna površina između dve vazdušne mase ne pomera, onda se front zove stacionaran front.

U toku premeštanja frontova brzine hladnih i toplih frontova se razlikuju. Obično je brzina hladnih frontova veća, pa se često dešava da hladan front sustigne topao front. Tada govorimo o okluziji, i u zavisnosti od temperature hladnog vazduha iza hladnog fronta i ispred toplog fronta, moguća su tri slučaja okluzije:

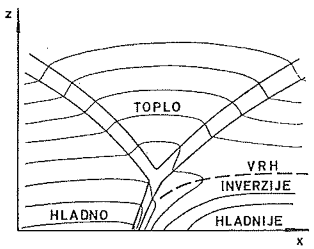
1) Ako je temperatura hladnog vazduha iza hladnog fronta niža od temperature hladnog vazduha ispred toplog fronta, onda hladan front podilazi ispod toplog fronta i izdiže ga uvis (sl. 5.5.1). Ovakav slučaj se zove front okluzije po tipu hladnog fronta ili prosto hladni front okluzije;

2) Kada je temperatura hladnog vazduha iza hladnog fronta niža od temperature hladnog vazduha ispred toplog fronta, onda se hladan front penje po frontalnoj površini toplog fronta. To je prikazano na sl. 5.5.2. Takav slučaj se zove okluzija po tipu toplog fronta ili topli front okluzije.

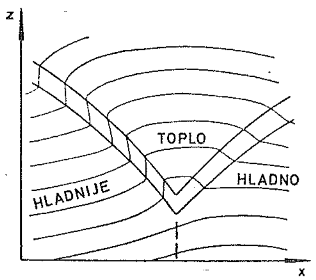
3) U slučaju kada je razlika u temperaturi hladnog vazduha iza hladnog fronta i hladnog vazduha ispred toplog fronta neznatna, onda se posle susticanja obe frontalne površine podižu uvis a front na Zemljinoj površini iščezava. Takav slučaj se zove neutralna okluzija i prikazan je na sl. 5.5.3.



Sl. 5.5.1. Okluzija po tipu hladnog fronta

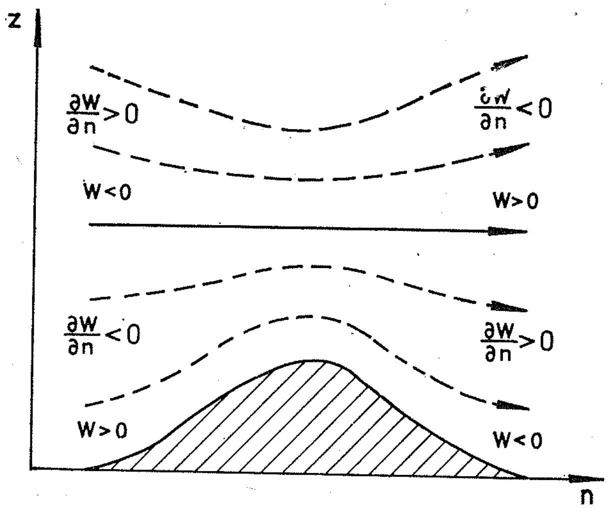


Sl. 5.5.2. Okluzija po tipu toplog fronta. (Petterssen, 1956)



Sl. 5.5.3. Neutralna okluzija

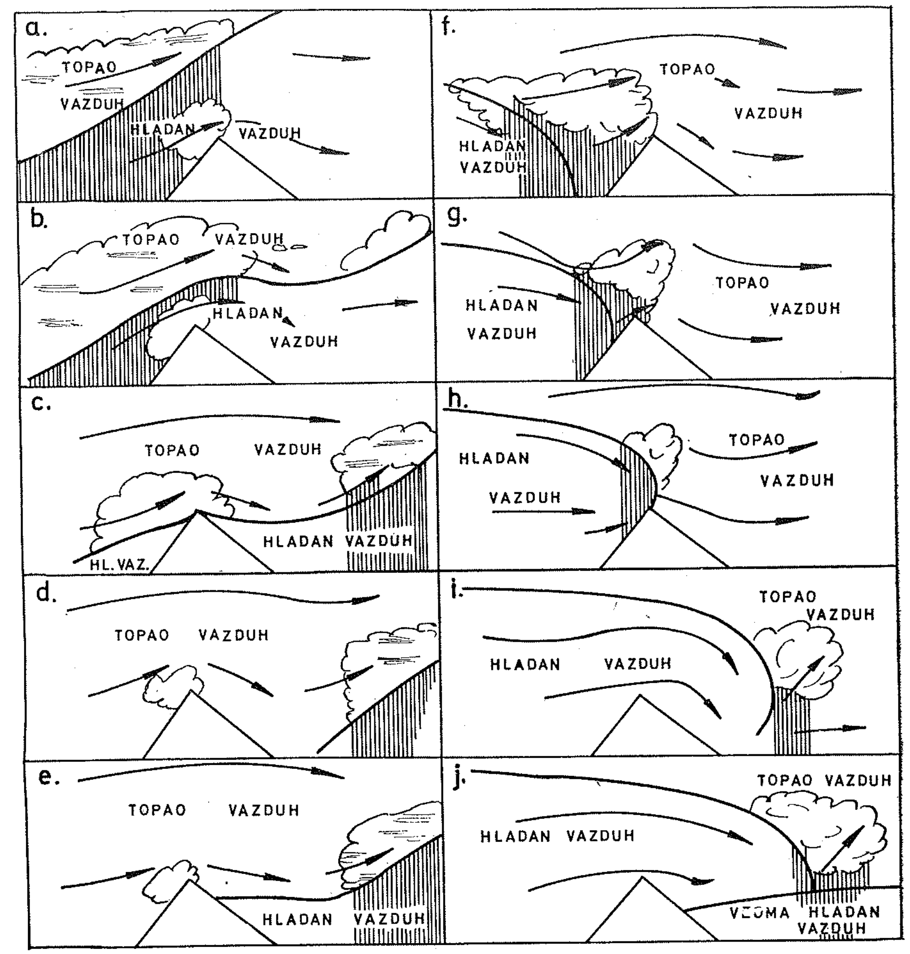
5.6. **Orografski uticaji na frontove.** Svako uzvišenje na Zemlji utiče na deformaciju strujnog polja. Veličina ove deformacije zavisi od karaktera strujnog polja i veličine i oblika orografske prepreke. S obzirom da su orografske prepreke različitih visina i veoma nepravilnog oblika, to je teško teorijski izraziti sve oblike i veličinu deformacije strujnog toka koju proizvodi neka orografska prepreka. Ipak, na osnovu mnogobrojnih ispitivanja, moguće je ukazati na neke opšte efekte koji su rezultat dejstvovanja orografskih prepreka na vazdušna strujanja.



Sl. 5.6.1. Deformacija linija toka preko orografske prepreke

Pri uspostavljanju vazdušne struje pod izvesnim uglom na orografsku prepreku linije toka će se deformisati. Ta deformacija se ogleda prvenstveno u tome što se na privetrinskoj strani pojavi vertikalna komponenta prisilnog uzdizanja a na zavetrinskoj strani spuštanje vazduha. Iznad vrhova orografske prepreke dolazi do zgušnjenja linija strujanja i pojačanja vetra po Bernoullijevom zakonu. Na izvesnoj visini razvija se obrnut proces, tj. iznad zone gde se uzdiže vazduh počinje na većoj visini da se spušta, a iznad zone gde se vazduh spušta, kao što je slučaj na zavetrinskoj strani, počinje na visini da se diže. Što su orografske prepreke više, to je viši nivo na kome vertikalna brzina w menja znak. Ovako opisana deformacija linija strujanja iznad orografske prepreke manjih visina prikazana je na sl. 5.6.1.

Sa deformacijom strujnog toka dolazi i do deformacije frontalnih površina pri nailasku na orografsku prepreku. Veličina i oblik deformacije frontalne površine, pored ranije opisanih činilaca, zavisi i od stabilnosti atmosfere. Ako je atmosfera vrlo stabilna u oblasti orografske prepreke, onda će vazduh, u nemogućnosti da se penje i pređe preko prepreke, težiti da je obiđe.

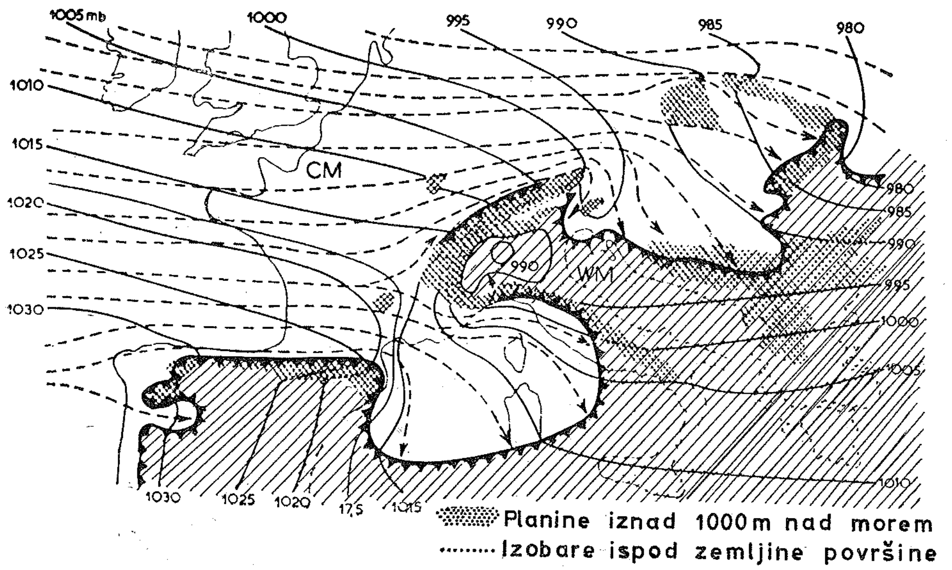


Sl. 5.6.2. Prebacivanje toplog i hladnog fronta preko orografske prepreke (Zverov, 1957)

Visoki planinski masivi obično zadržavaju frontalne površine i, prisiljavajući vazduh da obilazi oko masiva, prouzrokuju da se frontalna površina savija oko orografske prepreke. Ako planinski masiv nije mnogo visok, onda ga hladni frontovi obično prelaze posle izvesnog zadržavanja kad se na zavetrinskoj strani nagomila dovoljno hladnog vazduha i na taj način frontalna površina izdigne iznad planisnkog masiva. Prebacivanje hladnog vazduha preko planinskog masiva ima za posledicu pojavu bure na zavetrinskoj strani planine. Za razliku od fena, bura se javlja kad na visini na istom nivou postoji velika razlika u temperaturi između toglog i hladnog vazduha a vertikalni temperturni gradijent se ne razlikuje mnogo od adijabatskog. Ta pojava se vrlo često javlja na našem Primorju kad hladan vazduh prodre u kontinentalni deo zemlje, a zatim se prebacuje preko Velebita i ostalih priobalnih planina.

Topli frontovi se znatno lakše prebacuju preko orografskih prepreka zbog toga što se topli vazduh lakše diže od hladnog. Međutim, fenski efekt koji se javlja na zavetrinskoj strani dovodi do rasplinjavanja frontalne površine, koja se, obično, na izvesnom rastojanju od planine ponovo formira. Prebacivanje toplog i hladnog fronta preko orografske prepreke uz uobičajene deformacije pokazano je na sl. 5.6.2.

Proučavajući uticaj velikih planinskih masiva na frontove, Bergeron (1928) je ukazao na jednu veoma interesantnu pojavu. Prilikom nailaska hladnog fronta na veći planinski masiv hladan vazduh obilazi orografsku prepreku sa obe strane. Frontalna površina hladnog fronta obavija orografsku prepreku sve više i više. Hladan



Sl. 5.6.3. Orografska okluzija u oblasti Alpa (Bergeron, 1928.)

vazduh koji obilazi orografsku prepreku sa jedne strane, u zavisnosti od temperature podloge i drugih faktora, može da se više ili manje zagreje od vazduha koji obilazi prepreku sa druge strane. Zbog toga pri ponovnom susretu iza orografske prepreke granične površine se ponašaju kao različite granične površine. Tako dolazi do obrazovanja orografske okluzije, kako ju je prikazao Bergeron na primeru Alpa (sl. 5.6.3).

LITERATURA

B e r g e r o n, T., 1928: *Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse.* I Geofys. Publ., Vol. 5, No. 6, 111;

B e r g e r o n, T., 1959: *Methods in scientific weather analysis and forecasting. An outline in the history of ideas and hints at a program.* New York, Oxford University Press, 440—474;

B j e r k n e s, J., 1918: *Publikasjoner*, Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Vol. I, No. 2;

N e w t o n, C. W., 1954: *Frontogenesis and frontolysis as a three-dimensonal process.* YM 11, 449—461;

P e t t e r s s e n, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting.* Second edition, Vol. I. New York — Toronto — London, McGraw-Hill, 428;

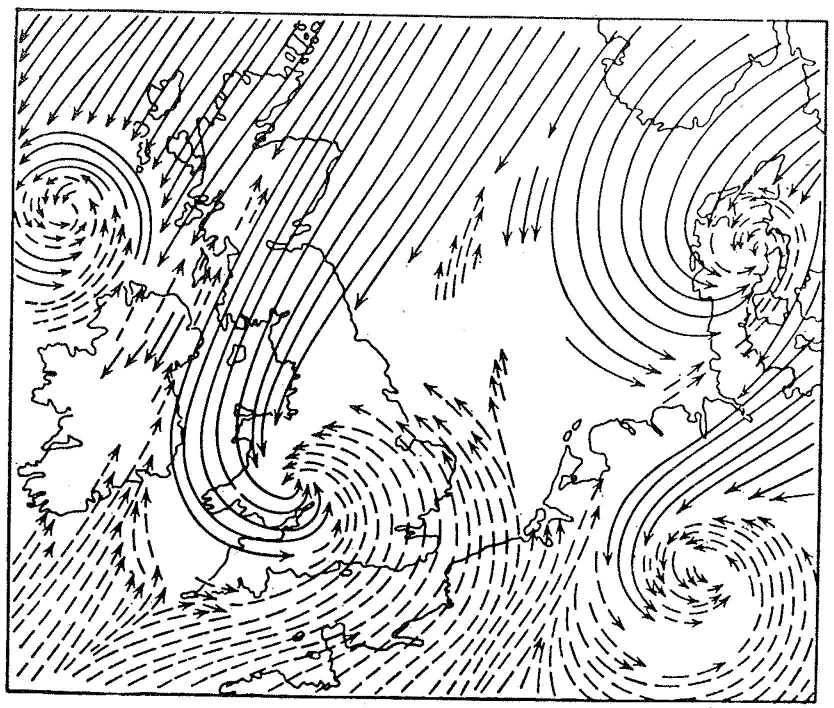
— 1956: *Weather Analysis and Forecasting.* Second edition, Vol. II. New York — Toronto — London, McGraw-Hill, 266.

Z v e r o v, A. S., 1957: *Sinoptičeskaja meteorologija.* Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 559.

GLAVA VI

BARSKO-STRUJNI SISTEMI U ATMOSFERI I NJIHOVA TERMIČKA STRUKTURA

6.1. **Ciklon.** Sistem vrtložnog kretanja vazduha u atmosferi čija se osa vrtloženja poklapa sa osom niskog pritiska zove se ciklon. Ova pojava je bila zapažena i opisana još 1863. godine od strane Fitz-Roya. Sistemi vrtložnog kretanja u atmosferi kako ih je on prikazao mogu se videti na sl. 6.1.1.



Sl. 6.1.1. Model ciklona na granici između tropske vazdušne mase i vazdušne mase umerenih širina (prema Fitz-Royu)

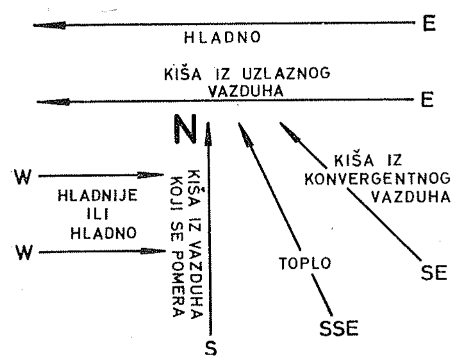
Od velikog je značaja opis ciklona koji je dao Fitz-Roy. Osnovne karakteristike koje je on zapazio bile su da u ciklonu učestvuju dve vazdušne mase koje se razlikuju po temperaturi, sadržaju vlage, kretanju i položaju koji zauzimaju u cik-

lonu. Za hladniju i suvlju vazdušnu masu Fitz-Roy je smatrao da potiče iz većih, a za topliju i vlažniju iz manjih geografskih širina, tačnije iz suptropskih oblasti.

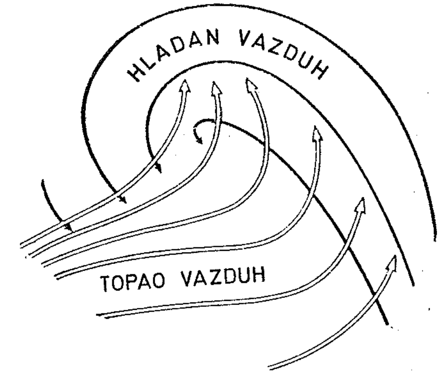
Danas, posle sinoptičkog iskustva dugog više od jednog veka, možemo konstatovati da je Fitz-Roy zapazio i opisao najbitnije fiizičke osobine ciklona. Na nesreću savremenici nisu obratili potrebnu pažnju njegovim zapažanjima i jedna veoma važna pojava u atmosferi, kao što je ciklon ostala je više decenija neproučena a Fitz-Royeve ideje pale su u zaborav.

Tek u prvoj deceniji ovog veka engleski meteorolog Sir Nepier Shaw posvetio je više pažnje istraživanju ciklona. Proučavajući trajektorije delića vazduha i raspodelu padavina u vezi sa pokretnim ciklonima, Shaw je sa svojim saradnicima predstavio svoja zapažanja pomoću modela ciklona skiciranog na sl. 6.1.2. Posmatrajući Shawov model, vidimo da on uglavnom sadrži karakteristike koje je pola veka ranije opisao Fitz-Roy.

Značajniji napredak u upoznavanju prirode ciklona i teorije njegovog nastanka vezan je za bergensku meteorološku školu čiji je osnivač V. Bjerknes. Krajem prvog svetskog rata mreža meteoroloških stanica u zapadnoj Evropi i Skandinaviji se znatno uvećala. To je omogućilo saradnicima bergenske škole da prodru dublje u termičku strukturu ciklona i istaknu glavne dinamičke procese u njemu. Kao rezultat ovih istraživanja J. Bjerknes je prvi objavio skicu modela ciklona na osnovu shvatanja ove škole koja je prikazana na sl. 6.1.3.



Sl. 6.1.2. Raspored meteoroloških elemenata u odnosu na centar ciklona (prema Shawu, 1911.)



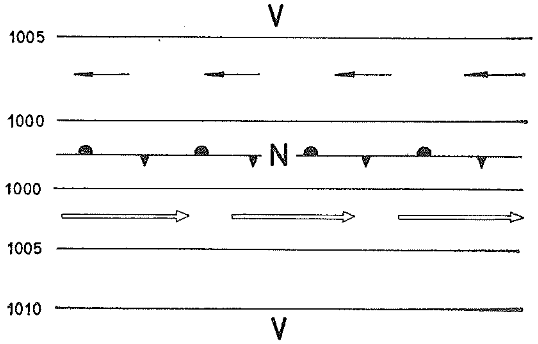
Sl. 6.1.3. Model cikona prema J. Bjerknesu (1918.)

Iz modela se vidi da je J. Bjerknes uočio jednu novu činjenicu, naime da hladan vazduh u ciklonu obrazuje klin ispod toplog vazduha. Ta činjenica je podstakla Bjerknesa da posmatra ciklon kao nestabilan talas na frontu, tj. talasni poremećaj čija se amplituda sa vremenom povećava. Razvijajući ovu ideju Bjerknes je u zajednici sa H. Solbergom pokazao da ciklon od početka svog razvoja do kraja svog postojanja prolazi kroz više tipičnih stadijuma razvoja, o kojima će biti reči u sledećem poglavlju.

6.2. **Evolucija ciklona.** Teorija stvaranja i razvoja ciklona kao talasnog poremećaja na frontu, kako su je formulisali Bjerknes i Solberg, dobro ilustruje pojedine tipične faze razvoja ciklona. Da bismo to pokazali, uzećemo jedan slučaj stacionarnog fronta koji se pruža pravcem zapad-istok. Hladan vazduh neka leži sa severne a topao sa južne strane, kao što je pokazano na sl. 6.2.1. U takvom slučaju izobare na površini Zemlje i izohipse na kartama AT i RT 500/1000 mb obično se

pružaju paralelno frontu. Pošto je front stacionaran, tendencije pritiska su neizrazite sa obe strane fronta.

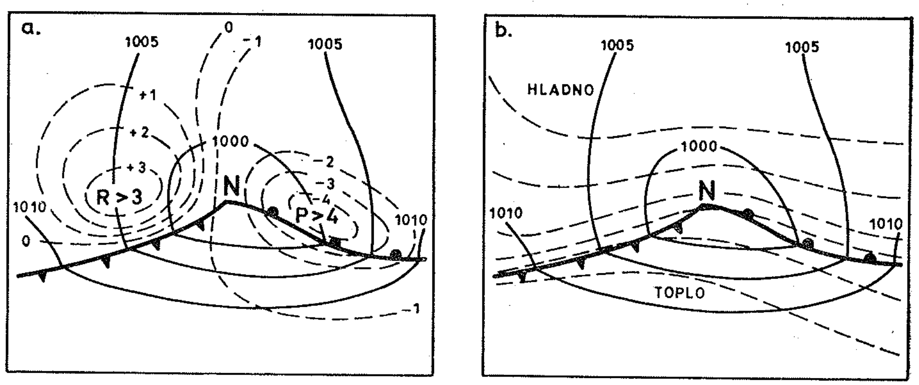
Ovakav slučaj stacionarnog fronta može da se javi samo ako se uspostavi u potpunosti ravnoteža između temperaturske razlike i razlike vektora brzina u vazdušnim masama sa jedne i druge strana frontalne površine i nagiba frontalne površine. Međutim, ovi su uslovi koji kao što smo videli proizlaze iz Margulesove formule za nagib frontalne površine, vrlo retko ispunjeni u prirodi. Zbog trenja u nižim slojevima vetar nije paralelan frontalnoj površini, već duva pod izvesnim uglom na nju. Pri tome normalne komponente vetra na frontalnu površinu nisu jednake na svakom mestu duž fronta, pa dolazi do nejednakog pomeranja delova frontalne površine ka severu i jugu. Tako se na frontalnoj površini stvaraju talasi pri kojima su jezici toplog vazduha usmereni na sever a jezici hladnog vazduha na jug. Dužina ovih talasa kreće se od nekoliko stotina do nekoliko hiljada kilometara.



Sl. 6.2.1. Stacionaran front u neporemećenom polju strujanja

Talasi stvoreni na frontu prostiru se duž fronta u pravcu strujanja na visini. Pri tome, u zavisnosti od dinamičke stabilnosti, dolazi do promene amplitude talasa sa vremenom. Ako je talas stabilan, a to je uglavnom slučaj kod talasa sa malom talasnom dužinom (manjom od 1000 km) i pri stabilnoj stratifikaciji vazdušnih masa, amplituda talasa će se sa vremenom smanjivati. Tako će posle izvesnog vremena poremećaj na frontu iščeznuti i frontalna površina biće bez većih deformacija dovedena u prvobitni položaj. Ovakvi stabilni talasni poremećaji sreću se najčešće na arktičkom frontu, gde su obe vazdušne mase uglavnom stabilno stratificirane.

Ako je talasna dužina poremećaja na frontu velika (preko 1000 km), a nagib frontalne površine prema horizontalnoj ravni relativno velik, onda postoje osnovni uslovi da se mali poremaćaj na frontu pretvori u velik nestabilan talas. Takav dinamički nestabilan talas premešta se duž fronta u pravcu strujanja na visini i pri tome mu se amplituda povećava a barsko polje produbljuje. U prednjem delu talasa, kako je šematski prikazano na sl. 6.2.2, topli vazduh se kreće iznad hladnog i taj deo fronta

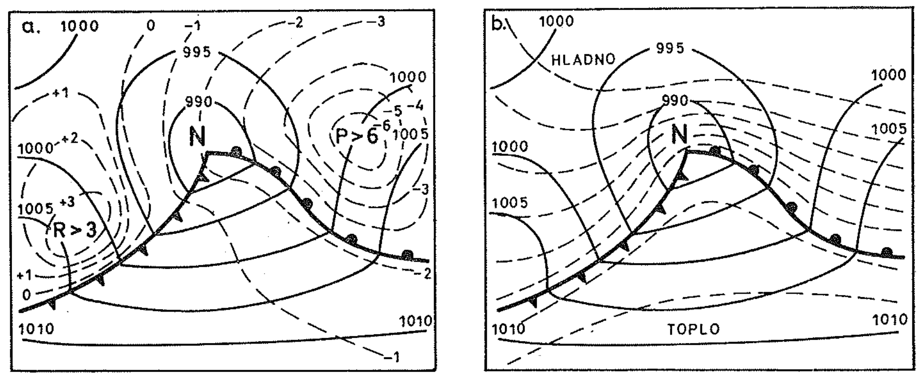


Sl. 6.2.2. Prvi stadijum razvitka ciklona — talas na frontu

dobija karakter toplog fronta. Ispred njega, zbog sve veće zamene hladnog vazduha toplim, postoji izrazit pad pritiska. Na zadnjem delu talasa hladan vazduh se premešta prema jugu u vidu klina, pa je taj deo fronta dobio karakter hladnog fronta. Tendencije pritiska iza hladnog fronta su pozitivne, zbog povećanja mase hladnog vazduha u vertikalnom stubu.

Poremećaj na frontu, koji je u početku postojao samo u prizemnom sloju u toku vremena u svoju cirkulaciju uvlači sve više gornje slojeve atmosfere. Tako na kraju prvog stadijuma izohipse na kartama AT i RT dobijaju talasnu formu, kao što se vidi na sl. 6.2.2.b.

Daljim povećanjem amplitude talasa na frontu ciklon se produbljuje i sve više se razvija u visinu. Tako dostiže svoj drugi stadijum prikazan na sl. 6.2.3. Ciklon u ovom stadijumu kojeg obično dostigne posle 24 časa razvoja, zove se mladi ciklon. Njegova bitna karakteristika je dobro razvijen topli sektor između hladnog i toplog fronta i dolina na kartama AT i RT iza hladnog fronta. Ciklon u ovom stadijumu je vrlo sličan Bjerknesovom modelu ciklona prikazanom na sl. 6.1.3.

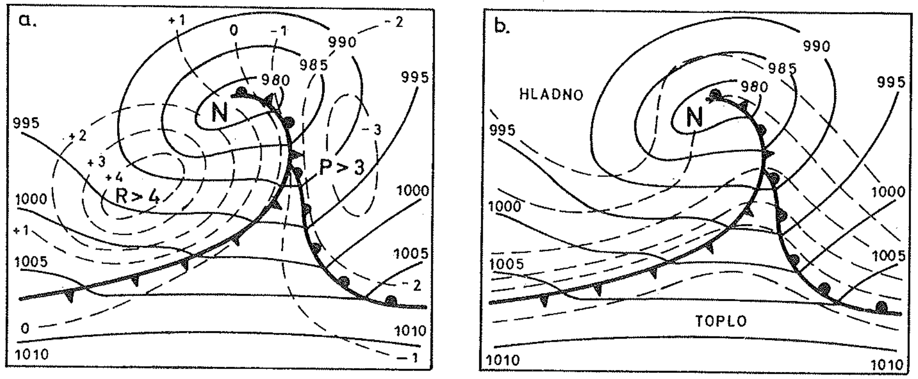


Sl. 6.2.3. Drugi stadijum razvoja ciklona — mladi ciklon

Ako bi se sačinio vertikalan presek u pravcu izobara u toplom sektoru video bi se nagib frontalnih površina. Frontalne površine i toplog i hladnog fronta nagnute su u stranu hladnog vazduha. Frontalna površina toplog fronta je više nagnuta nego hladnog. Zbog trenja, površina hladnog fronta može imati vrlo strm nagib u prizemnom sloju. Zbog smera cirkulacije u ciklonu i zbog bržeg kretanja hladnog fronta od toplog, topao vazduh se diže iznad hladnog. S obzirom da je vertikalni gradijent temperature obično manji od adijabatskog, to dizanje vazduha dovodi do sniženja temperature na svim visinama u celom sloju vazduha gde se dizanje vrši. Ovo se dešava uglavnom na prednjoj polovini ciklona. U zadnjoj polovini ciklona vrši se advekcija hladnog vazduha tako da se, uopšte uzev, temperatura u ciklonu vrememenom smanjuje u svim njegovim delovima.

Treći stadijum ciklona predstavlja stadijum njegove najveće razvijenosti. U ovom stadijumu nalazimo zatvorene izohipse na kartama AT u donjem delu troposfere. To znači da se ciklonsko vrtložno kretanje, koje je otpočelo na površini Zemlje, prenelo na ceo sloj u donjem delu troposfere. Centar zatvorenih izohipsa unekoliko je pomeren na visini u stranu hladnog vazduha. Zbog razlike u brzini premeštanja frontova posle izvesnog vremena otpočinje proces okluzije i frontalna struktura počinje da se menja. Topli sektor se sve više sužava a zona najvećih gradijenata temperature premešta se iz centralnog dela ciklona na njegovu periferiju. Ovaj stadijum razvoja ciklona naziva se još i stadijum okludiranja.

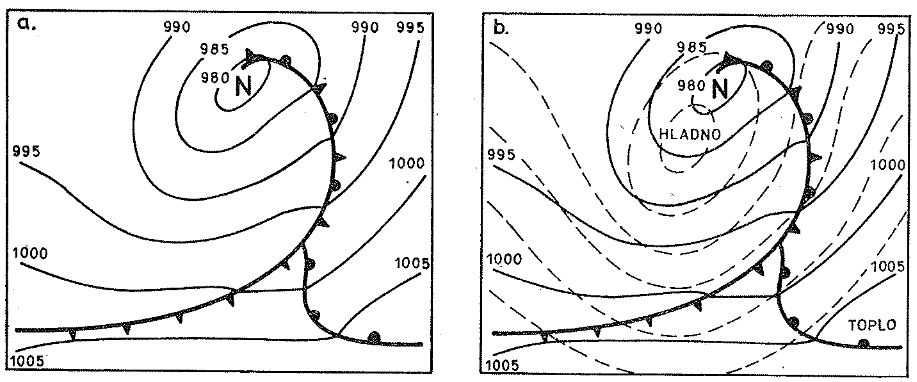
U okludiranom delu ciklona nestaje u prizemlju termičke asimetrije i sve veću oblast ciklona zauzima jednorodna vazdušna masa. Termička asimetrija biva sve više potiskivana na periferiju, u još neokludirani deo ciklona i na visinu. Zbog prodora hladnog vazduha, pritisak u centru ciklona počinje da raste, a centar pada pritiska premešta se sa tačkom okluzije prema periferiji ciklona.



Sl. 6.2.4. Treći stadijum razvoja ciklona — stadijum okludiranja

Na sl. 6.2.5 prikazan je četvrti i ujedno poslednji stadijum ciklona.

Kao što smo videli, razvoj u prethodna tri stadijuma doveo je do toga da je se hladan vazduh proširio na skoro celu oblast ciklona. Cenar ciklona sada se poklapa sa centrom hladnoće. Ciklon u ovom stadijumu zove se okludirani ciklon. Tako je ciklon postao termički simetričan sistem sa hladnim vazduhom u većem delu troposfere. Zbog toga se izoterme srednje temperature sloja skoro poklapaju sa izobarama u prizemlju, a pravac vetra se ne menja mnogo sa visinom. Kao posledica toga, i na visini postoji ciklonska cirkulacija po skoro kružnim izohipsama, kao što je prikazano na sl. 6.2.5.b.



Sl. 6.2.5. Četvrti stadijum razvoja ciklona — okludirani ciklon

Ciklon u poslednjem stadijumu predstavlja po svom obliku neku vrstu kaplje hladnog vazduha u atmosferi. To je stadijum u kome dolazi do porasta pritiska u celoj oblasti zbog izdizanja hladnog vazduha na sve veću visinu a usled trenja dolazi do usporenja ciklonske cirkulacije i opšteg slabljenja i iččezavanja ciklona kao sistema.

Ponekad, u stvari dosta retko, dešava se da proces okludiranja ne otpočne u centru ciklona već negde u toplom sektoru, između centra i periferije ciklona. Tada topli sektor biva presečen tako da topli vazduh u vrhu toplog sektora ostaje potpuno okružen hladnim vazduhom. Ovakva pojava se naziva sekluzijom.

6.3. **Ciklogeneza kao posledica barokline nestabilnosti.** Stvaranje ciklona je najčešće vezano za postojanje fronta, kao što je opisano u prethodnom poglavlju, pri čemu proces ciklogeneze počinje u prizemnom sloju, a kasnije se prenosi uvis na više slojeve. Takvi slučajevi su dosta česti, pa Bjerknes-Solbergova teorija o stvaranju ciklona iz talasnog poremećaja na frontu ima svoju potvrdu.

Međutim, nisu retki ni slučajevi da se cikloni razvijaju u oblastima gde nije moguće utvrditi postojanje fronta, kao i da se razvoj ciklona od samog početka odvija u debljem sloju troposfere a ne samo u prizemlju. Opštije govoreći, zna se da postoji više mogućnosti nastanka i razvoja ciklona, što zavisi od raspoložive energije koja se može pretvoriti u kinetičku energiju nastanka ciklona.

Kako još ne postoji neka opšte važeća teorija o postanku i razvoju ciklona, to će ovde biti prikazana još jedna teorija koja može da objasni istovremeno stvaranje ciklona u debljem sloju troposfere. To je teorija ciklogeneze kao posledice barokline nestabilnosti u atmosferi. U stvari, cilj teorije barokline nestabilnosti nije objašnjenje ciklogeneze već objašnjenje talasnog režima opšte atmosferske cirkulacije. Međutim, ona se sa dosta uspeha primenjuje u nekim slučajevima intenzivnog stvaranja ciklona, pa se zato često koristi poslednjih godina. Ova teorija će biti izložena ovde u dvonivoskom modelu atmosfere.

Problem barokline nestabilnosti atmosfere u dvonivoskom modelu razmatra se pomoću metoda »poremećaja«, kao što je pokazano u poglavlju 3.13. Da bismo što više uprostili naš zadatak, pretpostavićemo da se poremećaji prostiru samo u pravcu ose x i da amplituda poremećaja ne zavisi od ose y.

Zamislimo da se uspostavila zonalna struja sa brzinom vetra $U(p)$ koja je uniformna u horizontalnom pravcu i nezavisna od vremena, tj. data je samo u funkciji visine. Neka je zonalna brzina vetra u ravnotežnom stanju geostrofskog horizontalnog kretanja. Tada možemo pisati za poremećaje

$$z = -\frac{f}{g} U(p)\, y + z'(x, p, t)$$

$$\omega = \omega'(x, p, t).$$

Jednačine poremećaja dobićemo zamenom odgovarajućih uslova u jednačini vrtložnosti i u adijabatskoj jednačini u kojima se kao nepoznate javljaju visina izobarske površine i vertikalna brzina.

Diferencirajući horizontalne komponente jednačina kretanja (3.2.1), i to prvu po y a drugu po x, i posle oduzimanja prve od druge, imamo

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)+u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)+v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\omega\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)+$$

$$+\frac{\partial u}{\partial x}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\frac{\partial v}{\partial y}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\frac{\partial \omega}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial p}-\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p}=$$

$$=-\left(u\frac{\partial f}{\partial x}+v\frac{\partial f}{\partial y}\right)-f\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right).$$

Zamenjujući ζ sa $\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}$ i stavljajući $\frac{\partial f}{\partial x}=0$, dobijamo

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}+\omega\frac{\partial \zeta}{\partial p}+\zeta\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)+$$

$$+\frac{\partial \omega}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial p}-\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p}=-v\frac{\partial f}{\partial y}-f\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right). \quad (6.3.1)$$

Član vertikalnog prenosa vrtložnosti

$$\omega\frac{\partial \zeta}{\partial p}$$

; član prevrtanja

$$\frac{\partial \omega}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial p}-\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p}$$

obično su znatno manji od ostalih članova u jednačini, pa se izostavljaju. Ako se još podsetimo da izraz

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}$$

znači div $\boldsymbol{v}$, onda jednačina (6.3.1) postaje

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+u\frac{\partial}{\partial x}+\boldsymbol{v}\frac{\partial \zeta}{\partial y}+v\frac{\partial f}{\partial y}+(\zeta+f)\ \mathrm{div}\ \boldsymbol{v}=0. \quad (6.3.2)$$

Iz naše pretpostavke da je z' nezavisno od y i ako pretpostavimo da su poremećaji geostrofski uravnoteženi, sledi da je

$$\zeta=\frac{g}{f}\frac{\partial^2 z'}{\partial x^2},$$

Kod horizontalnog zonalnog strujanja je

$$\zeta << f.$$

Ako uzmemo u obzir da je prema jednačini kontinuiteta u sistemu p

$$\mathrm{div}\ \boldsymbol{v}=-\frac{\partial \omega}{\partial p}$$

i ako pišemo $\frac{\partial f}{\partial y}=\beta$, jednačina (6.32.) dobija sledeći oblik

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2 z'}{\partial x^2}+U\frac{\partial^3 z'}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial z'}{\partial x}-\frac{f^2}{g}\frac{\partial \omega'}{\partial p}=0. \quad (6.3.3)$$

Pošto se u ovoj jednačini javljaju dve nepoznate, potrebna je još jedna jednačina da bi zadatak bio rešiv. Ta druga jednačina se dobija iz prvog principa termodinamike koji, izražen pomoću potencijalne temperature pri adijabatskim procesima u sistemu p, ima oblik

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t}+\boldsymbol{v}\cdot\nabla\Theta+\omega\frac{\partial \Theta}{\partial p}=0. \quad (6.3.4)$$

Koristeći se jednačinom stanja i hidrostatičkom jednačinom za Θ može se pisati

$$\Theta\equiv T\left(\frac{p_0}{p}\right)^k=\frac{p}{R\varrho}\left(\frac{p_0}{p}\right)^k=-\frac{gp}{R}\left(\frac{p_0}{p}\right)^k\frac{\partial z}{\partial p}.$$

Zamenom ovog izraza u (6.3.4) i uzimajući u obzir da je p konstantno za određenu izobarsku površinu, dobijamo

$$\frac{gp}{R}\left(\frac{p_0}{p}\right)^k\left(\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial z}{\partial p}+\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial z}{\partial p}\right)-\omega\frac{\partial \Theta}{\partial p}=0. \quad (6.3.5)$$

Kombinujući ponovo izraz za potencijalnu temperaturu i jednačinu stanja, dobijamo

$$\frac{gp}{R}\left(\frac{p_0}{p}\right)^k=g\varrho\Theta$$

i jednačinu (6.3.5) možemo pisati u obliku

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial z}{\partial p}+\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial z}{\partial p}-\sigma\omega=0. \quad (6.3.6)$$

gde je $\sigma=\frac{1}{g\varrho\Theta}\frac{\partial \Theta}{\partial p}$ statička stabilnost atmosfere.

Da bismo u ovu jednačinu uvrstili poremećene veličine z' i ω', potrebno je da izvršimo sledeće zamene

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial z}{\partial p}=\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial z'}{\partial p}, \qquad \omega=\omega'$$

$$\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial z}{\partial p}=\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial p}\left[\frac{f}{g}U(p)y+z'(x,p,t)\right]=$$

$$=-\frac{f}{g}\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{du}{dp}y=\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial z'}{\partial p}. \quad (6.3.7)$$

Ovde je $\boldsymbol{v}=(U+u', v')$, gde u' i v' znače poremećene vrednosti komponenata brzine. S obzirom da poremećaj z' nije funkcija od y i pod pretpostavkom da je i komponenta v' geostrofski uravnotežena, onda je

$$u'=0 \quad \text{i} \quad v'=\frac{g}{f}\frac{\partial z'}{\partial x}.$$

9*

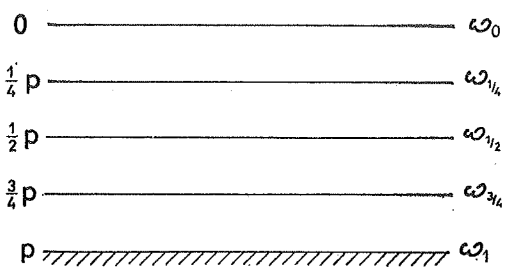
Kad ovo uzmemo u obzir u (6.3.7), dobijamo da je

$$v\cdot\nabla\frac{\partial z}{\partial p}=-\frac{dU}{dp}\frac{\partial z'}{\partial x}+U\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial z'}{\partial p}.$$

Uvrstivši sada poremećene veličine z' i ω' u (6.3.6) umesto z i ω, dobijamo

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial z'}{\partial p}+U\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial z'}{\partial p}-\frac{dU}{dp}\frac{\partial z'}{\partial x}-\sigma\omega'=0. \qquad (6.3.8)$$

U našem daljem razmatranju koristićemo se modelom atmosfere prikazanim na sl. 6.3.1.



Sl. 6.3.1. Višeslojni baroklini model atmosfere

Jednačine za dvonivoski model atmosfere dobićemo primenom jednačine (6.3.3) na izobarske površine od 750 i 250 mb, jednačine (6.3.8) na izobarsku površinu 500 mb a aproksimirajući pri tome izvode $\frac{\partial\omega'}{\partial p}$ i $\frac{\partial z'}{\partial p}$ pomoću metoda konačnih razlika. Upotrebiv u ovom slučaju isto obeležavanje kao i na sl. 6.3.1 dobićemo

$$\frac{\partial^3}{\partial t\,\partial x^2}z'_{3/4}+U_{3/4}\frac{\partial^3}{\partial x^3}z'_{3/4}+\beta\frac{\partial}{\partial x}z'_{3/4}+\frac{f^2\omega^1_{1/2}}{g\Delta p}=0 \qquad (6.3.9)$$

$$\frac{\partial^3}{\partial t\,\partial x^2}z'_{1/4}+U_{1/4}\frac{\partial^3}{\partial x^3}z_{1/4}+\beta\frac{\partial}{\partial x}z_{1/4}-\frac{f^2\omega^1_{1/4}}{g\Delta p}=0 \qquad (6.3.10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(z'_{3/4}-z'_{1/4})+\frac{1}{2}(U_{3/4}+U_{1/4})\frac{\partial}{\partial x}(z'_{3/4}-z'_{1/4})-$$

$$-\frac{1}{2}(U_{3/4}-U_{1/2})\frac{\partial}{\partial x}(z'_{3/4}+z'_{1/4})-\sigma\omega'_{1/2}\Delta p=0. \qquad (6.3.11)$$

Ovde je $\Delta p=500$ mb. Pošto smo izuzeli mogućnost prisilnih oscilacija na graničnim nivoima atmosfere, to je $\omega_o=\omega_1=0$. Jednačine (6.3.9), (6.3.10) i (6.3.11) predstavljaju potpun sistem jednačina sa tri zavisno promenljive $z'_{3/4}$, $z'_{1/4}$ i $\omega'_{1/2}$.

Sabiranjem jednačina (6.3.9), i (6.3.10) i oduzimanjem druge od prve, a zatim uvodeći skraćeno obeležavanje

$$\bar{z}=\frac{1}{2}(z'_{3/4}+z'_{1/4}) \qquad z^*=\frac{1}{2}(z'_{3/4}-z'_{1/4})$$

$$\bar{U}=\frac{1}{2}(U_{3/4}+U_{1/4}) \qquad U^*=\frac{1}{2}\,U_{3/4}-U_{1/4}),$$

sistem jednačina (6.3.9), (6.3.10) i (6.3.11) uz izvesno podešavanje dobija oblik

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2\bar{z}}{\partial x^2}+\bar{U}\frac{\partial^3\bar{z}}{\partial x^3}+U^*\frac{\partial^3 z^*}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}=0. \qquad (6.3.12)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2}+\bar{U}\frac{\partial^3 z^*}{\partial x^3}+U^*\frac{\partial^3\bar{z}}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial z^*}{\partial x}+\frac{f^2\,\omega'_{1/2}}{g\Delta p}=0. \qquad (6.3.13)$$

$$\frac{\partial z^*}{\partial t}+\bar{U}\frac{\partial z^*}{\partial x}-U^*\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}-\frac{\sigma\omega'_{1/2}\Delta p}{2}=0. \qquad (6.3.14)$$

Eliminisanjem $\omega'_{1/2}$ iz poslednje dve jednačine dobijamo

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2}+\bar{U}\frac{\partial^3 z^*}{\partial x^3}+U^*\frac{\partial^3\bar{z}}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial z^*}{\partial x}-\mu^2\left(\frac{\partial z^*}{\partial t}+\bar{U}\frac{\partial z^*}{\partial x}-U^*\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}\right)=0, \qquad (6.3.15)$$

gde je

$$\mu^2=-\frac{2f^2}{\sigma g(\Delta p)^2}.$$

Jednačine (6.3.12) i (6.3.15) imaju elementarna rešenja oblika

$$\bar{z}=\bar{A}\,e^{i\alpha(x-ct)} \quad \text{i} \quad z^*=A^*\,e^{i\alpha(x-ct)}. \qquad (6.3.16)$$

Kao što je već ranije rečeno ovde α predstavlja broj talasa a c faznu brzinu. Otuda možemo pisati

$$\frac{\partial}{\partial t}=-c\frac{\partial}{\partial x} \quad \text{i} \quad \frac{\partial^2}{\partial x^2}=-\alpha^2.$$

Posle uvođenja ovih izraza u jednačine (6.3.12) i (6.3.15) dobijamo

$$[\alpha^2(c-\bar{U})+\beta]\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}-\alpha^2U^*\frac{\partial z^*}{\partial x}=0.$$

$$[(\alpha^2+\mu^2)(c-\bar{U})+\beta]\frac{\partial z^*}{\partial x}+U^*(\mu^2-\alpha^2)\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}=0.$$

Ovo predstavlja sistem od dve linearne homogene algebarske jednačine u kojima su promenljive $\frac{\partial \bar{z}}{\partial x}$ i $\frac{\partial z^*}{\partial x}$. Kod ovog tipa jednačina rešenja su različita od nule samo ako je determinanta koeficijenata jednaka nuli, tj. ako je

$$\begin{vmatrix} (c-\bar{U})\ (\alpha^2+\mu^2)+\beta & U^*\,(\mu^2-\alpha^2) \\ -\alpha^2\,U^* & (c-\bar{U})\,\alpha^2+\beta \end{vmatrix} = 0 .$$

Kada se ova determinanta razvije i reši kvadratna jednačina po c, dobija se

$$c=\bar{U}-\frac{\beta\,(2\,\alpha^2+\mu^2)}{2\,\alpha^2\,(\alpha^2+\mu^2)}\pm\sqrt{\delta} \tag{6.3.17}$$

gde je

$$\delta=\frac{\beta^2\,\mu^4}{4\,\alpha^4\,(\alpha^2+\mu^2)^2}-U^{*2}\,\frac{\mu^2-\alpha^2}{\mu^2+\alpha^2}. \tag{6.3.18}$$

Odavde vidimo da δ može da ima kako pozitivne tako i negativne vrednosti. Prema tome fazna brzina c može da bude kompleksan broj sastavljen iz jednog realnog i jednog imaginarnog dela, tj.

$$c=c_r+i\,c_r. \tag{6.3.19}$$

Zamenom u opštem rešenju (6.3.16) dobijamo

$$\bar{z}=\bar{A}\,e^{i\alpha[X-(c_r+ic_r)t]}$$

ili

$$\bar{z}=\bar{A}\,\frac{e^{i\alpha x}}{e^{i\alpha c_r t}}\cdot e^{-\alpha c_r t}. \tag{6.3.20}$$

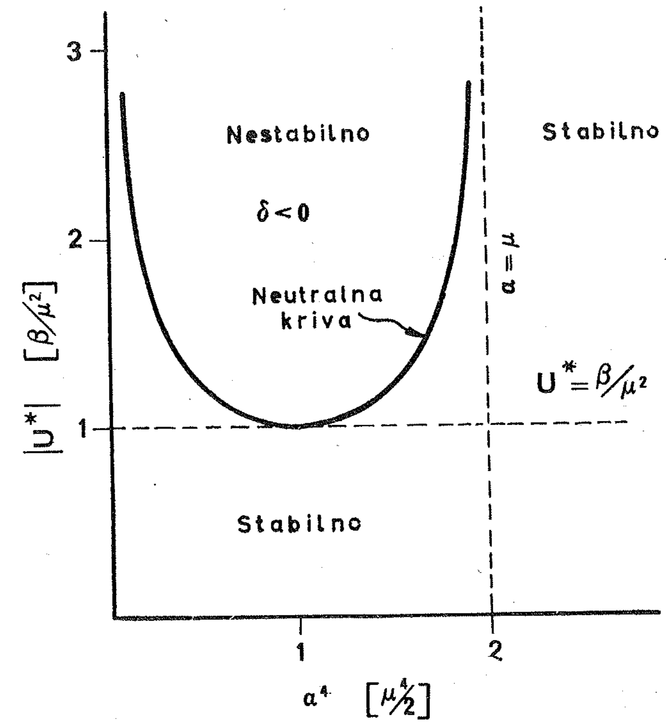
Ako je broj talasa α u zonalnoj struji vrlo velik ili vrlo mali, onda je δ pozitivno i $c=c_r$. Tada je opšte rešenje našeg sistema jednačina imaginarno i amplituda talasa se ne povećava. U tom slučaju svaki talasni poremećaj stvoren u zonalnoj struji nema mogućnosti za dalji razvoj. Takvi talasi se obično premeštaju niz struju uz postepeno smanjenje amplitude do potpunog iščezavanja.

Kao što se vidi iz (6.3.18), δ može biti negativno kada se broj talasa α (ili talasna dužina) nalazi u određenim granicama. Tada je $\sqrt{\delta}$ imaginarna veličina, pa je rešenje jednačina (6.3.12) i (6.3.15) koje zadovoljava opšte početne uslove linearna kombinacija rešenja koje odgovara dvama korenima određnim jednačinom (6.3.17). Iz te jednačine je jasno da će se za $\delta<0$ jedno od ta dva rešenja povećavati. To znači da će se amplituda talasa povećavati i u takvom slučaju strujanje smatramo nestabilnim.

Radi ilustracije, na sl. 6.3.2 prikazan je grafik iz kojeg se vidi pod kakvim je uslovima opisano strujanje nestabilno. Konstrukcija grafika je izvedena po rešenju jednačine (6.3.18). Stavljajući za $\delta=0$, dobijamo kvadratnu jednačinu sa nepoznatom α^4, čije rešenje je

$$\frac{2}{\mu^4}\,\alpha^4=1\pm\sqrt{1-\frac{\beta^2}{\mu^4}\cdot\frac{1}{U^{*2}}} \tag{6.3.21}$$

Ovde su promenljive samo α i U^* i uzete su za koordinatne ose na grafiku. Iz jednačine (6.3.21) proizlazi da će za $\alpha^4=\frac{\mu^4}{2}$ i $|U^*|=\frac{\beta}{\mu^2}$ postojati samo jedna talasna dužina kao kritična vrednost. Ako pri toj talasnoj dužini dođe do povećanja smicanja $|U^*|$, talasni poremećaji postaju nestabilni. Talasna dužina koja odgovara broju $\alpha^4=\frac{\mu^4}{2}$ zove se dominantna talasna dužina. Prema grafiku možemo zaključiti da, kada bi se U^{*2} povećavalo sve više i više iznad svoje kritične vrednosti, osnovna struja bi postajala nestabilna za sve veći i veći opseg talasnih dužina. Takođe se iz grafika vidi da za neku određenu vrednost U^* poremećaji sa vrlo malom i vrlo velikom talasnom dužinom ostaju stabilni. U stvari, pošto se neutralna kriva približava asimptotski liniji $\alpha^4=\mu^4$, to su talasi čija je talasna dužina manja od $\frac{2\pi}{\mu}$ stabilni za sve vrednosti U^*. To je oblast na grafiku desno od linije $\alpha=\mu$.



Sl. 6.3.2. Stabilnost barokline struje u dvo-nivoskom modelu kao funkcija vertikalnog smicanja vetra U^* i broja talasa α (Thompson 1961.)

Po svojoj definiciji, U^* je srazmerno srednjem meridionalnom gradijentu temperature. S obzirom na meridionalnu razliku u apsorpciji toplote od Sunca, ovaj gradijent se postepeno povećava sa vremenom. Kad U^{*2} pređe kritičnu vrednost amplitude talasa sa talasnom dužinom bliskom dominantnoj talasnoj dužini $\left(\alpha=\frac{2{,}38\pi}{\mu}\right)$, počinje da se povećava.

Povećanje amplitude talasa čije su dužine bliske dominantnoj talasnoj dužini, nastupa intenzivna meridionalna razmena toplote. To sprečava da U^{*2} znatno premaši svoju kritičnu vrednost. Tako se najčešće pojavljuju kao nestabilni, talasi sa talasnim dužinama bliskim dominantnoj, tj. koje se u normalnim atmosferskim uslovima u umerenim geografskim širinama javljaju u granicama od 3000 do 5000 km. Znatnije povećanje talasa dovodi do smanjenja vrednosti U^{*2}, pa se tako ovaj proces ciklično odvija.

6.4. **Ciklogeneza kao proces transformacije energije.** Proces ciklogeneze, kao što smo već ranije videli, predstavlja pojavu vrtloga u atmosferi. To znači da na mestu gde se javlja ciklogeneza dolazi do povećanja kinetičke energije i do kretanja koje predstavlja devijaciju od čisto zonalnog kretanja. Ovde ćemo razmotriti kako dolazi do povećanja te kinetičke energije, pod kojim uslovima i na račun koje se vrste energije vrši ovo povećanje.

U ovom razmatranju poćićemo (po Thomposnu 1961) od jednačine horizontalnog kretanja u vektorskom obliku

$$\frac{\partial V}{\partial t}+u\frac{\partial V}{\partial x}+v\frac{\partial V}{\partial y}+\omega\frac{\partial V}{\partial p}+g\nabla z+kxfV=0. \qquad (6.4.1)$$

Koristeći vektorski identitet

$$u\frac{\partial V}{\partial x}+v\frac{\partial V}{\partial y}\equiv(V\cdot\nabla)V\equiv\nabla\frac{V\cdot V}{2}+kx\zeta V$$

jednačinu (6.4.1) možemo napisati u obliku

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\nabla\frac{V\cdot V}{2}+kx\zeta V+kxfV+\omega\frac{\partial V}{\partial p}+g\nabla z=0$$

odnosno

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\nabla\frac{V\cdot V}{2}+kx(\zeta+f)V+\omega\frac{\partial V}{\partial p}+g\nabla z=0. \qquad (6.4.2)$$

Množeći skalarno celu jednačinu (6.4.2) sa V, dobijamo

$$\frac{\partial K}{\partial t}+v\cdot\nabla K+\omega\frac{\partial K}{\partial p}+gV\cdot\nabla z=0 \qquad (6.4.3)$$

Ovde je $K=\frac{V\cdot V}{2}$ i označava kinetičku energiju jedinice mase. Dalje se zbir drugog i trećeg člana u jednačini (6.4.3) može pisati u obliku

$$V\cdot\nabla K+\omega\frac{\partial K}{\partial p}=\nabla\cdot KV+\frac{\partial}{\partial p}(K\omega)-K\left(\nabla K+\frac{\partial\omega}{\partial p}\right).$$

Izraz u zagradi poslednjeg člana ove jednačine jednak je nuli prema jednačini kontineuiteta. Kad preostala dva člana sa desne strane uvrstimo u jednačinu (6.4.3), imamo

$$\frac{\partial K}{\partial t}+\nabla\cdot KV+\frac{\partial}{\partial p}(K\omega)+gV\cdot\nabla z=0. \qquad (6.4.3)$$

Poslednji član sa leve strane jednačine (6.4.4) može se posredstvom jednačine kontinuiteta pisati u obliku

$$gV\cdot\nabla z=g\nabla\cdot zV-gz\cdot\nabla V=g\nabla V\cdot z+gz\frac{\partial\omega}{\partial p}=g\nabla\cdot zV+g\frac{\partial}{\partial p}(z\omega)-g\omega\frac{\partial z}{\partial p}.$$

Zamenom u jednačini (6.4.4) dobija se

$$\frac{\partial K}{\partial t}+\nabla\cdot KV+\frac{\partial}{\partial p}(K\omega)+g\nabla\cdot zV+g\frac{\partial}{\partial p}(z\omega)-g\omega\frac{\partial z}{\partial p}=0$$

ili

$$\frac{\partial K}{\partial t}+\nabla(K+gz)V+\frac{\partial}{\partial p}(K+gz)\,\omega=g\,\omega\frac{\partial z}{\partial p}. \qquad (6.4.5)$$

Posmatrajmo sada prostor ograničen u horizontalnom pravcu veličinom jednog talasnog poremećaja a u vertikalnom pravcu izobarskim površinama $p=0$ i $p=p_2$. Predpostavljamo da ω na ovim izobarskim površinama iščezava i da kroz bočne granice nema transporta energije. Ako sada pod tako definisanim uslovima integralimo svaki član jednačine (6.4.5) po x, y, i p preko napred opisanog ograničenog prostora V imaćemo

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_V K dw=g\int_V \omega\frac{\partial z}{\partial p}dw. \qquad (6.4.6)$$

Ovde dw označava element »težine« toga prostora, tj. $dw=dxdydp$, jer je $dw=dxdy(-g\varrho dz)=-g\varrho dxdydz=-g\varrho dV$.

Jednačina (6.4.6) je zgodna za dobijanje predstave o fizičkoj prirodi transformacije energije. Radi toga, koristeći se jednačinom hidrostatike i gasnog stanja, možemo pisati

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_V Kdw=-\int_V\frac{\omega}{\varrho}d\omega=-R\int_V\frac{\omega T}{p}d\omega.$$

Iz ove jednačine sledi da će srednja kinetička energija da se povećava kada se u srednjoj vrednosti iznad svih izobarskih površina hladan vazduh spušta ($\omega>0$) i topli vazduh diže ($\omega<0$). Drugim rečima to znači da se srednja kinetička energija povećava kada se težinski centar mase atmosfere spušta, odnosno kada se njena potencijalna energija smanjuje. Odavde možemo zaključiti da svako povećanje (ili smanjenje) srednje kinetičke energije mora biti praćeno odgovarajućim smanjenjem (ili povećanjem) potencijalne i unutrašnje energije.

S obzirom na fizički smisao jednačine (6.4.6), potrebno je da utvrdimo pravac u kome se proces transformacije energije vrši. Da bismo to postigli, koristićemo se ranije opisanim linearnim dvonivoskim modelom. Tada će jednačina (6.4.6) u konačnim razlikama biti

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_V Kdw=\frac{2g}{\nabla p}\int_V\omega_1' z^* dw. \qquad (6.4.7)$$

Radi daljeg razmatranja potrebno je da pomoću jednačina (6.3.13) i (6.3.14) eliminišemo $\frac{\partial z^*}{\partial t}$. Onda zamenom $\frac{\partial^2}{\partial x^2} = -\alpha^2$ i rešenjem po $\omega'_{1/2}$ dobijamo

$$\omega_1' = g\frac{\Delta p}{f^2}\left(\frac{\mu^2}{\alpha^2+\mu^2}\right)\left(2\alpha^2 v^*\frac{\partial \bar{z}}{\partial x} - \beta\frac{\partial z^*}{\partial x}\right).$$

Zamenom tog izraza u (6.4.7), i uzimajući u obzir da je $\omega_1 z^*$ funkcija samo od x imamo

$$\frac{1}{\omega}\frac{\partial}{\partial t}\int_V K\alpha\omega = \frac{2g^2}{Lf^2}\left(\frac{\mu^2}{\alpha^2+\mu^2}\right)\int_0^L\left(2\alpha^2 U^* z^*\frac{\partial \bar{z}}{\partial x} - \beta z^*\frac{\partial z^*}{\partial x}\right)\alpha x. \qquad (6.4.8)$$

Ovde je W ukupna težina vazduha u zapremini V a $L = \frac{2\pi}{\alpha}$. S druge strane z^* je periodično sa talasnom dužinom L, pa je

$$\int_0^L z^*\frac{\partial z^*}{\partial x}dx = 0.$$

Zbog toga se jednačina (6.4.8) reducira na sledeću:

$$\frac{1}{W}\frac{\partial}{\partial t}\int_V KdW = \frac{4g^2\alpha^2}{f^2}\left(\frac{\mu^2}{\alpha^2+\mu^2}\right)\frac{U^*}{L}\int_0^L z^*\frac{\partial \bar{z}}{\partial x}dx. \qquad (6.4.8')$$

U ovoj jednačini dovedene su u vezu promene srednje kinetičke energije sa strukturom poremećaja, tj. njihove talasne dužine i amplitude i fazne razlike između raspodele z^* i $\bar{z}$.

Radi lakšeg razmatranja podelićemo ukupnu kinetičku energiju K u zapremini V u dva dela, i to: kinetičku energiju srednjeg kretanja i kinetičku energiju odstupanja od tog srednjeg kretanja. Srednju vrednost po zapremini V obeležavaćemo crtom iznad odgovarajuće veličine. Tako možemo pisati

$$2\bar{K} = \overline{(\bar{u}+u')^2 + (\bar{v}+v')^2} \qquad (6.4.9)$$

gde znak prim označava odstupanje neke veličine od svoje srednje vrednosti.

Izraz (6.4.9) možemo dalje pisati u obliku

$$2\bar{K} = \bar{u}^2 + 2\bar{u}\bar{u'} + \overline{u'^2} + \bar{v}^2 + 2\bar{v}\bar{v'} + \overline{v'^2} = \bar{u}^2 + \bar{v}^2 + 2K'$$

gde K' označava kinetičku energiju devijatornih kretanja. Najzad, pošto $\bar{v}$ iščevaza u linearnom sistemu koji razmatramo, imamo da je

$$\frac{1}{W}\frac{\partial}{\partial t}\int_V KdW = \bar{u}\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{1}{W}\frac{\partial}{\partial t}\int_V K'dW. \qquad (6.4.10)$$

U ovom slučaju $\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}$ iščezava, što će dalje biti pokazano. Da bismo to pokazali, poći ćemo od komponente x vektorske jednačine (6.4.1)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + V\cdot\nabla u + \omega\frac{\partial u}{\partial p} - fv + g\frac{\partial z}{\partial x} = 0.$$

Kad ovoj jednačini dodamo jednačinu kontinuiteta, imamo

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla\cdot u V + \frac{\partial}{\partial p}(\omega u) - fv + g\frac{\partial z}{\partial x} = 0.$$

Integrišimo sada svaki član ove jednačine po x, y i p, preko zapremine V, obuhvatajući jednu talasnu dužinu periodičnog poremećaja. S obzirom na definisane uslove u ovom slučaju, u i v su nezavisni od y, a ω iščezava na $p=0$ i $p=p_2$, pa je

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_V udW + \int_V\frac{\partial}{\partial x}(u^2+gz)\,dv - \int_V fvdW = 0. \qquad (6.4.11)$$

Pošto su u i z periodični, a v oscilira oko nule, to drugi i treći izraz u jednačini (6.4.11) iščezavaju. Prema tome u ovako prostom sistemu, kakav razmatramo, $\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}$ iščezava i jednačina (6.4.10) postaje

$$\frac{1}{W}\frac{\partial}{\partial t}\int_V KdW = \frac{1}{W}\frac{\partial}{\partial t}\int_V K'dW.$$

Ova jednačina nam pokazuje da sva transformisana potencijalna i unutrašnja energija moraju da pređu u kinetičku energiju poremećaja, a da ništa ne prelazi u kinetičku energiju srednjeg kretanja. Ovo svakako važi u slučaju definisanom kao ovde, gde brzina ne zavisi od ose y.

Iz jednačine (6 4.8') vidi se da se srednja kinetička energija poremećaja povećava kada je

$$U^*\int_0^L z^*\frac{\partial \bar{z}}{\partial x}dx > 0. \qquad (6.4.12)$$

S obzirom na jednačinu hidrostatike i jednačinu stanja, možemo pisati

$$z^* = \frac{1}{2}\,(z'_{3/2} - z'_{1/2}) \approx \frac{\Delta p}{2}\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)_1 = -\frac{\Delta p}{2g\varrho_1} = -\frac{RT_1\Delta p}{2gp_1} = -\frac{KT_1}{2g}.$$

Kad ovo uvrstimo u jednačinu (6.4.12), imamo

$$\frac{RU^*}{2g}\int_0^L T_1\frac{\partial \bar{z}}{\partial x}dx < 0. \qquad (6.4.13)$$

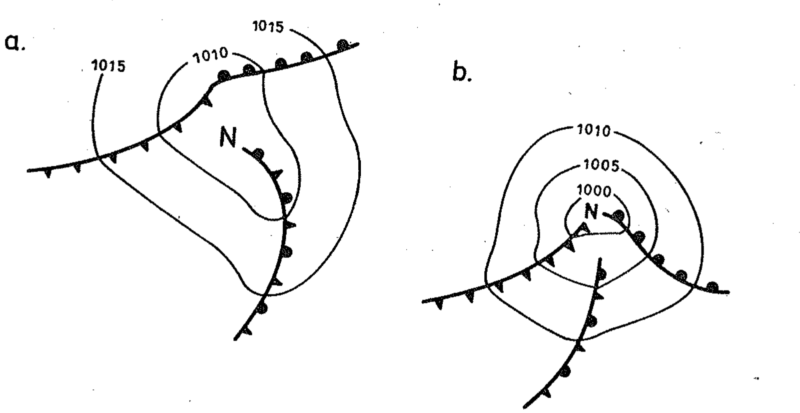
Može se pokazati da je U^* uvek negativno, pošto je srednji meridionalni gradijent temperature usmeren od severa prema jugu. Prema tome, iz izraza (6.4.13) možemo zaključiti da će se poremećaji povećavati kada je korelacija između T_1 i $\frac{\partial \bar{z}}{\partial x}$ pozitivna. Proizvod ovih dveju veličina je pozitivan kada je poremećaj od T_1 pomaknut unazad u odnosu na poremećaj $\frac{\partial \bar{z}}{\partial x}$ i ima maksimalnu vrednost povećanja kada ovaj pomak iznosi 90°.

Iz ovog poslednjeg razmatranja sledio bi zaključak da se ciklogeneza javlja kada su poremećaji u izotermama na površini 500 mb pomaknuti unazad u odnosu na poremećaje u izohipsama na istoj izobarskoj površini. Ovaj zaključak je vrlo često u stvarnosti potvrđen i služi kao empirijsko pravilo u prognozi ciklogeneze. Treba imati na umu da se ovaj zaključak odnosi samo na pojavu ciklogeneze u vrlo debelom sloju atmosfere.

6.5. **Regeneracija ciklona.** Često se može primetiti na sinoptičkim kartama da neki ciklon koji je dostigao svoj poslednji stadijum razvoja i nalazi se u fazi popunjavanja u jednom trenutku otpočne pritisak ponovo da pada, gradijent pritiska da se pojačava i cirkulacija da se ubrzava. Kratko rečeno, ciklon kao sistem koji se nalazio u stanju odumiranja od jednog momenta počinje ponovo da jača. Ova pojava se naziva regeneracija ciklona.

Regeneracija ciklona uvek je vezana za povećanje termičke asimetrije ciklona, što znači mogućnost pretvaranja novih zaliha potencijalne energije u kinetičku. Do povećanja termičke asimetrije u poslednjoj fazi razvoja ciklona, i sa time do pojave njegove regeneracije, dolazi na više načina. Ovde ćemo navesti nekoliko najvažnijih i najčešćih tipova regeneraicje.

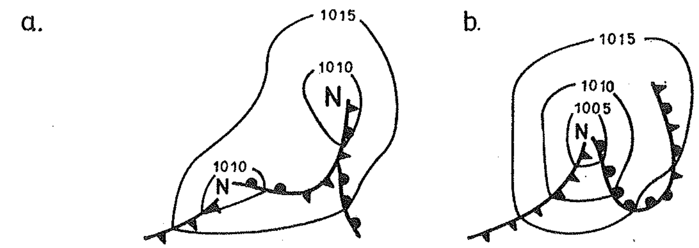
Najtipičniji slučaj regeneracije ciklona je dolazak novog fronta u oblast starog ciklona. Tada pod uticajem postojeće ciklonske cirkulacije dolazi do deformacije frontalne površine, tako da se obrazuju delovi toplog i hladnog fronta kako je pokazano na sl. 6.5.1. Stvaranje novog frontalnog talasa biva praćeno padom pritiska i tako otpočinje razvoj novog ciklona na mestu gde se još održava ciklonska cirkulacija starog ciklona, što se pokazuje kao regeneracija starog ciklona. U ovim slučajevima regeneracija je tim inetnzivnija što je vazdušna masa iza novog fronta hladnija od vazdušne mase koja se nalazi u sastavu ciklona koji se popunjava. Vrlo izraziti



Sl. 6.5.1. Regeneracija ciklona dolaskom novog hladnog fronta u oblast starog ciklona

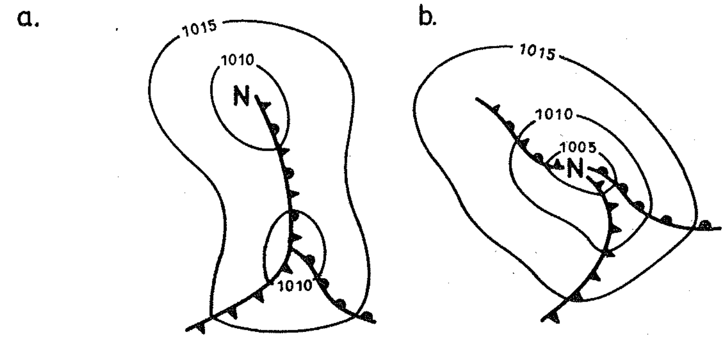
slučajevi regeneracije ciklona u umerenim geografskim širinama dešavaju se pri približavanja arktičkog fronta i pri dolasku hladnog arktičkog vazduha u oblast ciklona.

Drugi tip regeneracije je kad se na delu hladnog fronta, koji predstavlja deo frontalnog sistema ciklona koji se popunjava razvije talas i preraste u mladi ciklon. Ovaj novi ciklon se obično kreće duž hladnog fronta u pravcu centra ciklona koji se popunjava. Njegovim približavanjem počinje pad pritiska u oblasti starog ciklona, koji se nalazio u fazi popunjavanja. Dolaskom u oblast starog ciklona novi ciklon koji ima velike zalihe potencijalne energije koje se pretvaraju u kinetičku doprinosi jačem ubrzanju ciklonske cirkulacije u oblasti starog ciklona, što predstavlja njegovu regeneraciju. Jedan takav slučaj je predstavljen na sl. 6.5.2.



Sl. 6.5.2. Regeneracija ciklona razvojem talasa na hladnom frontu

Treći tip regeneracije dešava se pri razvoju novog ciklona u tački okluzije. Kao što je poznato u okludiranom ciklonu tačka okluzije se nalazi na njegovoj periferiji i pored ostalog ona je karakteristična po tome što je pad pritiska u njoj najizrazitiji u oblasti celog ciklona. Zbog toga je čest slučaj da u tački okuluzije postoji jedna zatvorena izobara. Međutim, ponekad, kad su uslovi za to izuzetno povoljni dolazi do izrazitijeg ciklonskog razvoja u tački okluzije. To ima za posledicu pad pritiska u većem delu starog ciklona, a ciklonska cirkulacija se podešava prema novom centru ciklona u tački okluzije, koji vremenom preuzima glavnu ulogu, regenerišući stari ciklon. Primer ovog tipa regeneracije ciklona prikazan je na sl. 6.5.3.



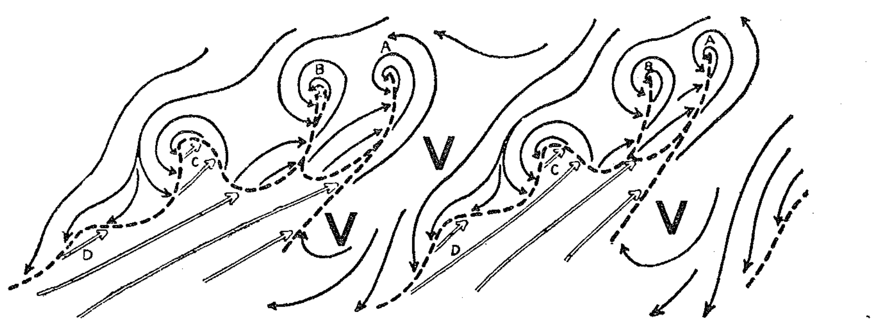
Sl. 6.5.3. Regeneracija ciklona u tački okluzije

Najzad, navešćemo još jedan tip ne tako retke regeneracije ciklona. To je u slučaju približavanja ciklona kontinentu iznad kojeg se nalazi znatno hladnija ili znatno toplija vazdušna masa u poređenju sa vazdušnim masama koje učestvuju u cirkulaciji ciklona. Tipični primeri ovakvog slučaja regeneracije ciklona javljaju

se prilikom približavanja ciklona nad Severnim Atlantikom obali zapadnoevropskog kontinenta, i to u toku zime kada se iznad kontinenta nalazi relativno hladan vazduh. Kad se ciklon dovoljno približi evropskom kontinentu hladan kontinentalni vazduh biva uvučen u cirkulaciju ciklona. Termička razlika koja se tom prilikom pojavi predstavlja novu zalihu potencijalne energije koja dovodi do ubrzanja cirkulacije i time do regeneracije ciklona. Sličan slučaj se ponekad dešava u Sredozemnom moru samo ovde je u pitanju znatno toplija vazdušna masa iznad kontinenta od vazdušnih masa koje se nalaze u sklopu ciklona. Pri kretanju nekog ciklona Sredozemnim morem na istok uz severoafričku obalu njegova cirkulacija, naročito u poslednjim stadijumima razvoja, zahvata jedan deo Sahare. Tako veoma tople vazdušne mase iznad Severne Afrike bivaju uvučene u cirkulaciju ciklona. Time se povećava termička asimetrija u ciklonu i dolazi do njegove regeneracije.

6.6. **Ciklonske serije.** Kad se iz talasa na frontu umerenih širina razvije ciklon, u većim geografskim širinama hladni front se u njegovom zadnjem delu u toku razvoja ciklona postepeno premešta na jug. Obično, posle izvesnog vremena stvori se novi talas na delu hladnog fronta jugozapadno od već obrazovanog ciklona. Novostvoreni talas se razvija u ciklon i hladni front u njegovoj pozadini pomera se dalje na jug. Posle izvesnog vremena i na delu hladnog fronta iza drugog ciklona stvori se talas koji se takođe razvije u novi ciklon. Ovaj proces se odvija sve dok hladni front ne dospe u suptropske geografske širine gde ne postoje povoljni uslovi za stvaranje ciklona.

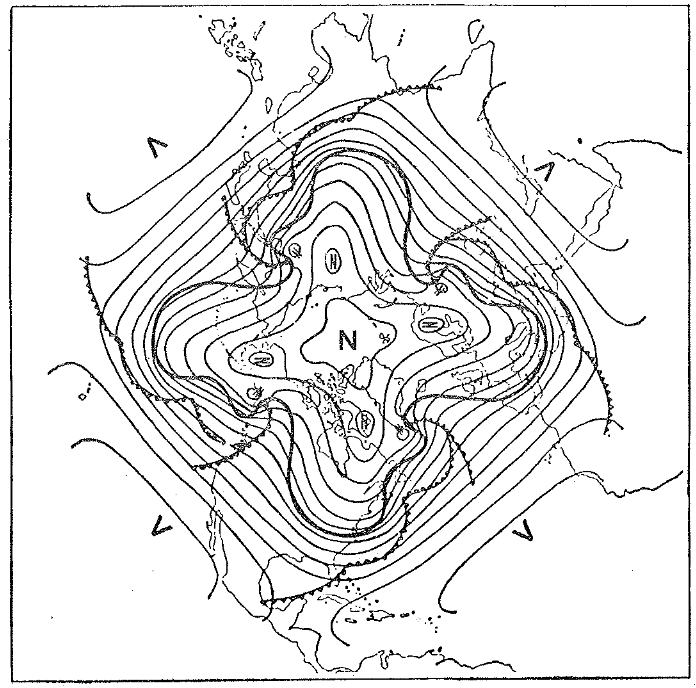
Cikloni sukcesivno razvijeni iz talasa na jednom delu hladnog fronta sačinjavaju ciklonsku seriju, koja se zove i ciklonska familija. Ovu pojavu je prvi primetio još Fitz-Roy, a 60 godina kasnije, odnosno neposredno posle prvog svetskog rata, detaljnije su je proučili J. Bjerknes i Solberg. Oni su ustanovili da se u jednoj seriji najčešće nalazi 3—5 ciklona. Svaki naredni član serije nalazi se za oko 5 geografskih stepeni južnije od prethodnog člana i, kao što je prikazano na sl. 6.6.1, zaostaje u fazi svoga razvoja. Bjerknes i Solberg su našli da vreme prolaska jedne serije preko nekog mesta u proseku iznosi 5—6 dana.



Sl. 6.6.1. Model cikonske serije po J. Bjerknesu i Solbergu

Proučavanje ciklonskih serija vršeno je na osnovu podataka za Severni Atlantik i zapadnu Evropu. U tom području stvaranje i kretanje ciklonskih serija je dosta pravilno, jer u oblasti Grenland—Labrador ima uvek dovoljno hladnog vazduha koji povremeno u većim količinama prodire prema jugu iznad Severnog Atlantika. Slični uslovi postoje takođe iznad zapadnog dela Severnog Pacifika, dok je stvaranje ciklonskih serija iznad Severne Amerike i centralnih delova Evroasijskog kontinenta manje pravilno.

Stvaranje ciklonskih serija u uskoj je vezi sa baroklinom nestabilnošću zonalne struje i frontalne površine u umerenim geografskim širinama. Ovu vezu je proučavao Palmen i ona je dosta jasno ilustrovana njegovim šematskim prikazom datim na sl. 6.6.2. Sa ove slike se vidi da manji talasi na visini odgovaraju pojedinačnim ciklonima članovima serije u prizemlju, dok jedan dugi talas na visini odgovara po konfiguraciji celoj ciklonskoj seriji.



Sl. 6.6.2. Model odnosa cikonskih serija i drugih talasa po Palmenu

U zadnjem delu doline dugog talasa, kao što ćemo videti kasnije, postoje uslovi za anticiklonski razvoj. Zbog toga se obično na tom mestu u donjem delu troposfere nalazi anticiklon koji prekida ciklonsku seriju. To se obično zove prateći anticiklon, jer on prati ciklonsku seriju premeštajući se zajedno sa njom.

Najzad, potrebno je da napomenemo da su modeli ciklonskih serija, frontova i drugih talasa prikazani na sl. 6.6.2 idealizirani. U stvarnosti se često dešava da izuzetno jak razvoj jednog ciklona u seriji znatno deformiše opštu sliku cele serije i dugog talasa.

6.7. **Tropski cikloni.** Za razliku od vantropskih širina, u tropima su cikloni dosta retki i malog su prečnika, ali dostižu ogromnu jačinu. Zbog neznatne vrednosti koriolisove sile cikloni se ne javljaju u neposrednoj blizini ekvatora, već uglavnom u pojasu od 5—20° geografske širine. Na severnoj hemisferi ima nekoliko oblasti u kojima dolazi do čestog stvaranja tropskih ciklona. Na Atlanskom okeanu to su Antili i Karibsko more. Cikloni koji se ovde stvaraju zahvataju ponekad Meksikanski zaliv i južne obale SAD, a naročito Floridu. Lokalno ime za ove ciklone je antilski ili zapadnoindijski uragan. Zatim, u Indijskom okeanu Arapsko more i Bengalski zaliv, a u Tihom okeanu Filipini i Južno Kinesko more. Iz ovih oblasti cikloni prodiru u istočnoaziske oblasti i Japan. Njihovo lokalno ime je tajfun. Na južnoj hemisferi najčešće se stvaraju tropski cikloni u Indijskom okeanu istočno od Madagaskara i u Tihom okeanu u oblasti Hebridskih ostrva i ostrva Samoa.

U navedenim oblastima stvara se preko 90% tropskih ciklona. Iz rasporeda ovih oblasti vidimo da se tropski cikloni stvaraju pretežno u zapadnim delovima velikih vodenih bazena i u arhipelazima blizu kontinenata čije se obale pružaju pravcem sever-jug. Na kontinentima se tropski cikloni stvaraju vrlo retko. Prelazeći sa okeana na kontinent, oni postaju slabiji i brzo se gase.

Prvi pismeni izveštaj, kojim danas raspolažemo, o tropskim ciklonima potiče od poznatog moreplovca Hristifora Kolumba. On je opisao uragan na koji je naišao 12. februara 1493. godine blizu Azora pri povratku sa svog puta za Ameriku. Od tada pa do danas postoji na stotine izveštaja o tropskim ciklonima, ali je većina od njih nepotpuna. Ipak iz njih se može videti da se u tom periodu od skoro 5 stoleća javio velik broj tropskih ciklona ogromnog intenziteta. Neki od njih su dobili važno mesto u hronikama vremena, zbog toga što su doveli do masovnog uništenja ljudskih života, pustošenja gradova i naselja i potapanja velikog broja ribarskih lađa, trgovačkih brodova i ratnih flota.

Razorne efekte u tropskim ciklonima proizvode jak vetar i vodeni talasi koji dostižu ogromne razmere. U mnogim dnevnicima izvađenim iz potopljenih brodova ili olupina brodova, koje je oluja izbacila na obalu stoje zabeleške da „nema reči kojom bi se mogla izraziti žestina vetra u uraganu". Mornar na brodu koji je prošao kroz centar uragana koji je u novembru 1932. godine razorio mesto Santa Kruz dao je u svojoj beležnici opis vetra kojeg je tom prilikom doživeo. On je beležio po Bofortovoj skali jačinu vetra, koji se pojačavao približavanjem uragana. Kada je jačina vetra prešla najviše stepene ove skale, mornar je napisao u svojoj beležnici »vetar neizmerljiv«.

Drugi interesantan opis dao je Džordž Rodnej, admiral regate o uraganu kojeg je doživeo 1780. godine. Između ostaloga on ističe svoju veliku zaprepašćenost strašnim razornim efektima uragana na ostrvu Barbados. Najjače građevine od kojih su mnoge bile od kamena i čuvene po svojoj čvrstini nisu odolele besu vetra i razorene su do temelja. Sva utvrđenja i mnoge od masivnih crkava bile su razrušene. Na kraju svog pisma admiral Rodnej kaže »kad ne bih bio očevidac, ništa me ne bi moglo naterati da verujem u ovo što se dogodilo«.

Drugi očevidac razornog dejstva istog uragana na ostrvu Barbados, koji je o tome dao interesantan opis, bio je dr Blan. Između ostalog on navodi da su, mnoga tela ljudi i domaćih životinja bila odignuta od zemlje i nošena kroz vazduh.

Vrlo je teško, čak i približno, odrediti brzinu vetra u tropskim ciklonima. U mnogim slučajevima pri nailasku ovih ciklona instrumenti za merenje vetra su bili oštećeni ili slupani pre nego što je nastupila maksimalna brzina. Ipak prema nekim merenjima i procenama efekta udara vetra može se sa sigurnošću verovati da brzina vetra u razvijenijim tropskim ciklonima može u kratkim intervalima da dostigne 300 km na čas. Koliko su ovo ogromne brzine možemo videti iz poređenja sa brzinom vetrova u našoj zemlji. Vetrovi bura, jugo i košava pri najjačim udarima retko dostignu nešto veću brzinu od 100 km na čas, a to je tek 1/3 brzine vetra u tropskim ciklonima. Kad se još ima u vidu da se pritisak koji vazduh vrši na ravnu površinu normalnu na pravac vetra povećava sa kvadratom brzine, onda se može zamisliti o kakvoj se ogromnoj snazi radi.

U skoro svim tropskim ciklonima najjači vetar se javlja u neposrednoj blizini centra ciklona. Međutim, u samom centru ciklona, koji se zove još i oko ciklona, vlada tišina. Prosečna širina centra tišine iznosi približno oko 20 km. U centru tišine odnosno u oku ciklona ponekad vlada potpuna tišina. Posle prolaska centra tišine vetar počinje ponovo da duva, i to naglo i sa velikom žestinom, samo sada iz obrnutog smera.

Dosad se desilo nekoliko puta da je oko ciklona prešlo direktno preko dobro opremljene meteorološke opservatorije. Jedan takav slučaj se desio na Manili

20. oktobra 1882. godine. O tome je Džon Eliot naveo u jednom svom radu između ostalog i sledeće:

»U 11 časova i 46 minuta pre podne posle žestokih udara vetra sa zapada i severozapada Manila se našla u oku ciklona. Tišina nije bila apsolutna, već je povremeno prekidana slabim povetarcem. Ovo je trajalo oko 8 minuta. Plavo nebo se nije videlo, ali se smanjila gustina vodene pare. Taman pojas olujnih oblaka ocrtavao se na horizontu i jasno se čula buka koja je poticala od žestokih vetrova sa svih strana«.

Najneobičnija pojava u centru tišine (oku ciklona) je nagla promena temperature i vlažnosti vazduha. Dolaskom centra tišine temperatura vazduha jako poraste a relativna vlaga se smanji do ekstremnih vrednosti. Ljudi koji otvore prozor u oku ciklona primorani su da ga odmah zatvore jer ih zapahne vazduh, koji izgleda toliko »zagrejan« da izaziva neprijatan osećaj. Pojava tišine, porast temperature i smanjenje relativne vlažnosti u centru tropskog ciklona prouzrokovano je jakim spuštanjem vazduha na tom mestu.

Količina padavina koja padne za vreme aktivnosti jednog tropskog ciklona skoro uvek je neverovatno velika. Njuman je procenio da je na ostrvu Porto Riko pri prolasku uragana 1899. godine palo dve milijarde i 600 miliona tona kiše. U mnogim slučajevima količina padavina u topskim ciklonima je tako velika da bi visina vode, kada ne bi bilo oticanja, isparavanja i upijanja, bila do pojasa ili još veća. U mestu Silver Top na Jamajci je pri prolasku jednog uragana za četiri dana palo 2,44 m kiše, odnosno 2440 litara vode na svaki m^2. Tolika količina padavina padne u Beogradu u periodu od oko 4 godine.

Za vreme tropskih ciklona hiljade ljudi gine od raznih predmeta koji lete u vazduhu i od rušenja građevina usled jakog vetra. Ali više od 3/4 svih žrtava prouzrokovano je naglim poplavama koje nastaju izlivanjem mora u niskim primorskim oblastima. U većini slučajeva nailazak ogromnih morskih talasa nastupa tako iznenadno, a brzina i snaga su im tako veliki da je nemoguće ukloniti im se.

Možda je najveća katastrofa ove vrste ona koja se desila 7. oktobra 1737. godine na ušću reke Huli u Bengalskom zalivu. Strašan ciklon razorio je oko 20 000 zanatskih radnji svih vrsta, a vodeni talas narastao je na preko 13 metara. Zabeleženo je da je ovom prilikom nestalo oko 300 000 ljudi. Druga slična katastrofa desila se na istom mestu 1864. godine, kada je nastradalo približno 50 000 ljudskih života. U toj oblasti zabeleženo je još nekoliko masovnih stradanja stanovništva od tropskih ciklona, što pokazuje da je to područje podesno za razvoj poplavnog vodenog talasa pri pojavi tropskog ciklona.

Vidno mesto u istoriji zauzima i Bekergungski ciklon od 1876. godine. Centar ovog ciklona se kretao kroz Bengalski zaliv prema severoistoku prolazeći levo od Čitagonga i blizu Bekergunga na levoj obali. Ogroman vodeni talas kretao se preko ostrva i niskih obalskih oblasti blizu ušća reke Megna. Bila je neobično velika plima, jer je pritisak talasa koji je napredovao sprečio oticanje vode u reci. Najzad, vodeni talas je nadvladao tok reke i sa neodoljivom snagom jurnuo preko ravničarskih oblasti prekrivajući ih slojem vode debljine od 3 do 13 metara. Procenjeno je da je 100 000 ljudskih života izgubljeno usled davljenja, a drugih 100 000 umrlo od zaraznih bolesti kao rezultat poplave. Većina pisaca je izjavila da smatra da je ovo bio najveći i najbesniji ciklon prošlog stoleća.

Prema dosad raspoloživim podacima najveći poplavni talas proizveden tropskim ciklonom bio je 30. juna 1905. godine u oblasti Maršalskih ostrva, koji je na ostrvu Meil dostigao visinu od preko 15 metara.

Pidington, Blenford i drugi naučnici pokušavali su da objasne uzrok stvaranja poplavnog vodenog talasa u tropskim ciklonima. Pidington objašnjava ovu pojavu na taj način što se masa vode izdigne iznad nivoa okeana usled smanjenog atmo-

sferskog pritiska u ciklonu i biva dalje terana jakim vetrom. Blenford je ovu teoriju dopunio time da se ovo dešava samo kada tako formiran talas dostigne niske priobalske oblasti kao što su obale Bengala i Orisa.

Efekat nekih tropskih ciklona je bio tako snažan da su imali za posledicu promenu toka istorije. Tako, na primer, u martu 1889. godine nailazak tropskog ciklona sprečio je rat između SAD i Nemačke. Naime, 16. marta te godine nalazila su se 3 američka, 3 nemačka i 1 engleski ratni brod u luci Apia, na ostrvu Samoa. U stanju napetosti između dveju zemalja približavao se luci Apia strašan uragan. Britanski ratni brod isplovio je iz luke ususret oluji i tako je izbegao potapanje. Ostali ratni brodovi SAD i Nemačke, kao i još 6 trgovačkih brodova, uništeno je potapanjem na dno ili izbacivanjem na obalu. Velik broj vojnika je izgubio živote, ali dok je uragan besneo, mnogi protivnici su postali prijatelji i zabeležena su brojna herojstva.

U vreme američko-španskog rata predsednik SAD Mckinley je pisao da je više ratnih brodova poslato na dno mora dejstvom oluja nego dejstvom vatre neprijateljskih flota. Jednom prilikom je takođe izjavio da se više plaši nailaska zapadnoindijskog uragana nego celokupne španske ratne mornarice.

Što se tiče objašnjenja uzroka nastajanja tropskih ciklona postoje već niz godina tri različite hipoteze. Po prvoj hipotezi, koja je poznata pod nazivom konvektivna, nastanak tropskih ciklona se objašnjava razvojem intenzivnih vertikalnih kretanja vazduha iznad izvesnih oblasti nad okeanskim površinama u tropskom pojasu koje se najjače zagreju. Odlučujući faktor za razvoj ciklona, po ovoj teoriji, je postojanje velike vlažnosti vazduha i oslobađanje ogromnih količina latentne toplote pri intenzivnoj kondenzaciji vodene pare. Stvaranjem vrtloga dolazi do jakog izbacivanja vazduha iz centralnog dela u okolinu zbog dejstva centrifugalne sile. S obzirom da je priticanje vazduha u prizemlju malo pošto je strujanje iznad vodene površine blisko tangenti na izobare to dolazi do jakog produbljavanja ciklona. Zbog toga pri prelasku tropskog ciklona na kopno dolazi do naglog smanjenja vlažnosti i velikog povećanja površinskog trenja, pa se ciklon brzo popunjava.

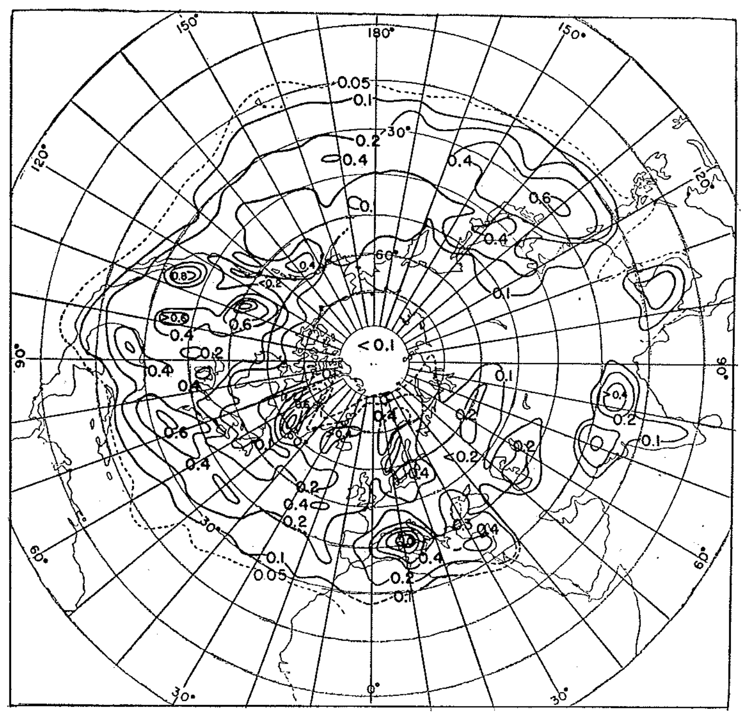
Drugu hipotezu je postavio istaknuti naučnik prošlog stoleća Dove. Po njegovoj hipotezi tropski cikloni se stvaraju na granici dveju vazdušnih masa u kojima postoji strujanje u suprotnom smeru. I stvarno, nije teško uočiti da kroz sve oblasti u kojima dolazi do čestog stvaranja tropskih ciklona u sezonama najčešćeg stvaranja prolazi granica suprotno usmerenih pasatskih vetrova. Po otkrivanju atmosferskih frontova ova hipoteza je proširena i nazvana frontološkom hipotezom stvaranja tropskih ciklona. Proširenje se sastojalo u tome što se stvaranje tropskih ciklona vezivalo za kolebanja tropskog fronta, duž kojeg se sreću vazdušne mase sa obe Zemljine polulopte. Međutim, teorija poremećaja na frontu, koja je izgrađena za frontove u vantropskim širinama, teško se može primeniti u tropskom pojasu. U tom pojasu su horizontalne promene temperature vrlo male, mada i pri veoma malim temperaturskim razlikama mogu da postoje velike zalihe energije nestabilnosti koje su dovoljne da prouzrokuju stvaranje tropskog ciklona.

Sve više se pokazuje da je u tropskom pojasu bolje govoriti o zonama nestabilnosti nego o frontovima, jer je nagib frontalne površine prema horizontalnoj ravni teško osmotriti. Duž linija nestabilnosti stvaraju se ogromni olujni oblaci i padaju velike količine kiše. Međutim, kad će obična konvekcija, koja se javlja skoro svakodnevno, dovesti do stvaranja tropskog ciklona, još nije moguće kazati.

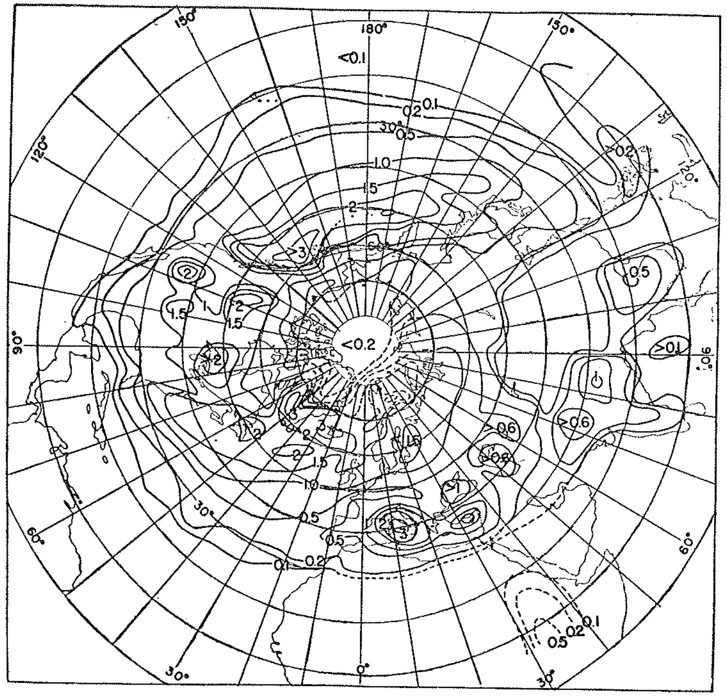
Treća hipoteza, nazvana hipotezom talasa pritiska, nastoji da objasni stvaranje tropskog ciklona premeštanjem visinskih dolina sa zapada na istok u tropskom pojasu. Po toj hipotezi visinska dolina, koja predstavlja talas pritiska, može postati nestabilna porastom amplitude i usloviti stvaranje tropskog ciklona u prostoru ispod visinske doline.

6.8. **Geografska raspodela čestine ciklogeneze.** Proučavanje termičkih i dinamičkih uslova pojave ciklogeneze bilo bi nepotpuno bez poznavanja i osnovnih statističkih podataka o ovom procesu. Iz toga razloga izvedena je statistika čestine javljanja ciklogeneze u pojedinim oblastima. Statistiku ove vrste izvodili su mnogi autori. Međutim, najkompletnija od svih dosada izvedenih je statistika geografske raspodele čestine ciklogeneze koju su izveli Petterssen, 1956. i Klein, 1957. godine. Osnovni materijal na osnovu kojeg su ova dva autora izveli ovu statistiku su sinoptičke karte za period od 40 godina (1899—1939), za severnu hemisferu. Čestina ciklogeneze je dobivena na taj način što je severna hemisfera izdeljena u prvom slučaju (Petterssen 1956) na kvadrante sa površinom od 100 000 km^2 a u drugom slučaju (Klein, 1957) na kvadrante sa površinom ograničenom sa 5° geografske dužine i 5° geografske širine u pojasu između 40. i 50. uporednika. Ova površina je nešto veća nego dvostruko uzeta površina u prvom slučaju. Zatim je vršeno prebrojavanje na osnovu jedne sinoptičke karte dnevno koliko se puta stvorio ciklon u pojedinom kvadrantu.

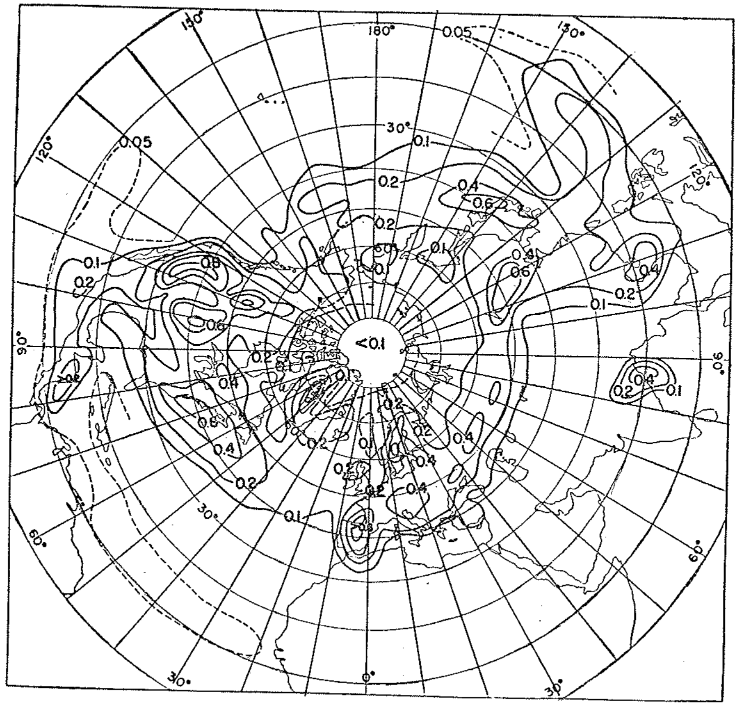
Na sl. 6.8.1 prikazana je raspodela čestine ciklogeneze na severnoj hemisferi po Petterssenu (1956) u toku zime, a na sl. 6.8.2 raspodela čestine ciklonskih centara osmotrenih u istom periodu iznad pojedinih oblasti. Na slikama 6.8.3 i 6.8.4 vidimo raspored čestine u toku leta. Na prvi pogled na svim ovim slikama uočava se velika nejednakost u raspodeli čestine. Međutim, ipak se nesumnjivo pokazuje da je raspodela čestine, naročito njene ekstremne vrednosti, u vezi sa izvesnim geografskim karakteristikama, kao što su planinski masivi, konfiguracija obala, topli zalivi itd.



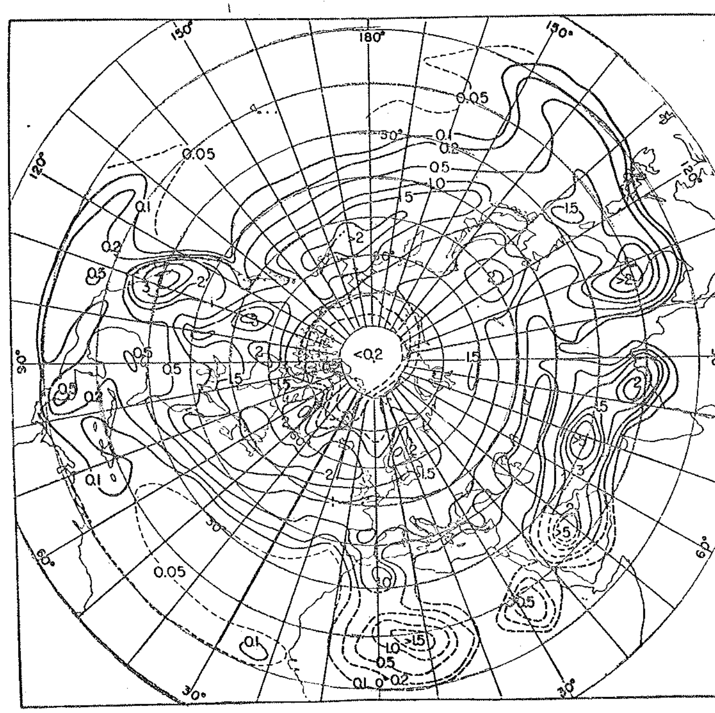
Sl. 6.8.1. Raspodela čestine ciklogeneze u toku zime na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen, 1956.)



Sl. 6.8.2. Raspodela čestine ciklonskih centara u toku zime na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen, 1956.)



Sl. 6.8.3. Raspodela čestine ciklogeneze u toku leta na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen, 1956.)



Sl. 6.8.4. Raspodela čestine ciklonskih centara u toku leta na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen, 1956.)

Najizrazitija karakteristika je zonalna raspodela čestine u umerenom pojasu. Najveća uniformnost u ovoj raspodeli čestine ciklogeneze pokazuje se iznad Tihog okeana, i to u pojasu između 30 u 35 °N g. š. Iz slika 6.8.1 i 6.8.3 se vidi da se maksimumi pojave ciklogeneze nalaze na zavetrinskim stranama planinskih masiva, i to kako u toku zime tako i u toku leta. Kao primer navešćemo povećanu čestinu ciklogeneze iza Stenovitih planina, sa tri izrazita maksimuma vezanih za planinske masive Siera Nevada, Kolorado i Albertova planina. Isto tako nalazimo maksimume čestine ciklogeneze istočno od Apačianskih planina, Skandinavskih planina i istočno od azijskih planina. Slično je i sa raspodelom maksimuma čestine ciklonskih centara, oni se takođe nalaze u zavertinskim stranama planina i sudeći po apsolutnim vrednostima, dobija se utisak da je u ovom drugom slučaju uticaj planinskih masiva još veći.

Dalje se iz sl. 6.8.1 može videti da vodene površine koje se nalaze unutar kopna u toku zime predstavljaju izrazite ciklogenetske oblasti. Među najizrazitije spadaju: Sredozemno more, Jadransko more, Velika jezera, Baltičko more, Crno more, Kaspijsko more i Aralsko more. Vodene površine koje su za vreme zime zamrznute imaju termičko stanje blisko kopnenom, pa ne deluju ciklogenetski. Kao primer možemo navesti razliku između broja osmotrenih ciklonskih centara ili čestine ciklogeneze iznad Velikih jezera i Hadsonovog zaliva, koji se zamrzne već početkom decembra. Ciklogenetsko dejstvo relativno toplije vodene površine oseća se i kad je ona samo delimično okružena hladnijim kopnom u toku zime. Ovo se može videti na moreuzima i zalivima koji se nalaze na ivici arktičkog leda, kao npr. Aljaskin zaliv, Bafinov zaliv, Devisov moreuz, Danski moreuz, Barencovo more i dr.

Sa stanovišta makro-procesa, izvedena statistika čestine ciklogeneze i ciklonskih centara u pojedinim oblastima je od velikog značaja. Međutim, ako se želi pristupiti detaljnijem proučavanju procesa ciklogeneze u nekoj manjoj oblasti, onda je potrebno da se izvedu takvi statistički podaci koji će znatno preciznije odražavati prirodu ovog procesa. Statistika koju su izveli Petterssen i Klein, pored svoje velike vrednosti, ne može da se koristi za ovakvu vrstu proučavanja. Tome je uglavnom razlog kriterijum za formiranje statistike ciklona koji su pomenuti autori koristili. Okolnost da je korišćena samo jedna sinoptička karta u toku 24 časa govori da su uzimani u obzir samo vrlo razvijeni sistemi i manji sistemi koji su imali zatvorenu izobaru (ciklonsku cirkulaciju) u odgovarajućem terminu. S druge strane, površina od 100 000 km^2 ili kvadrant sa ivicama od 5° na g. d. od 45° može se primeniti kod velikih oblasti sa uniformnom podlogom (okeani, velike ravnice i sl.). Međutim, tako velika površina uzeta iznad Jugoslavije i susednih oblasti onemogućuje detaljnija proučavanja, jer obuhvata oblasti sa različitim fizičkim svojstvima, pa se ne može znati pravi geografski raspored dobivene čestine ciklona. Zbog toga je bilo potrebno izvesti statistiku ciklona iznad Jugoslavije i susednih oblasti po kriterijumu koji pruža mnogo precizniju sliku ciklonske aktivnosti u ovim oblastima

Kriterijum po kome je izvedene statistika čestine ciklogeneze i ciklonskih centara iznad Jugoslavije i susednih oblasti definisan je tako što su uzimani svi slučajevi ciklonske cirkulacije kada se centar zatvorene izobare nalazio unutar ograničene oblasti. To znači da je pojam ciklona ovde uziman u užem smislu, jer kriterijum ne ulazi u frontalnu strukturu i druge termodinamičke karakteristike ciklona.

Čestina ciklona je računata na jedinicu površine (kvadrant) oblika četvero-ugaonika, čije strane sačinjavaju jedan stepen geografske dužine i jedan stepen geografske širine. Ova površina je približno 11,5 puta manja od one koju je Petterssen uzimao za jedinicu, a 25 puta manja od one koju je Klein uzimao za jedinicu. Iskorišćene su sinoptičke karte za 10-to godišnji period (1951—1960) u intervalima od 6 časova. Razmera karte, koja je takođe važna pri izvođenju ove vrste statistike, bila je 1:12,500.000. Analiza barskog polja vršena je na svakih 5 mb. Prema tome greška veća od 5 mb pri odabiranju slučajeva sa zatvorenom ciklonskom cirkulacijom je isključena.

Početak ciklogeneze uziman je tri časa pre termina u kojem je prvi put zabeležena zatvorena izobara. Za trenutak izčezavanja ciklona uzimano je tri časa od poslednjeg termina u kojem je izobara još bila zatvorena. Drugim rečima, smatralo se da je proces ciklogeneze, kao i trenutak iščezavanja ciklona, nastupio na sredini vremenskog intervala između dva uzastopna termina.

Pored ostalih podataka za svaki ciklon je izračunavan intenzitet u momentu maksimalne razvijenosti. Intenzitet je računat primenom laplasovog operatora ($\nabla^2 p$) na barsko polje, s tim što je za rastojanje između centralne tačke i perifernih tačaka uzimano 500 km.

Na sl. 6.8.5 prikazana je oblast za koju je izvedena statistika ciklona po napred opisanom kriterijumu. Brojke pored strelice na granici ove oblasti pokazuju koliki je broj depresija ušao u ograničenu oblast preko segmenta dužine 4 geografska stepena. Ukupan broj depresija koje su u toku 10 godina ušle u ovu oblast iznosi svega 10% od ukupnog broja osmotrenih depresija unutar oblasti. Kao što se jasno vidi, najveći broj depresija dospeva u ovu oblast iz Tunisa, a zatim po čestini dolaze depresije koje ulaze u bazen zapadnog Sredozemlja preko Gibraltara i Španije.

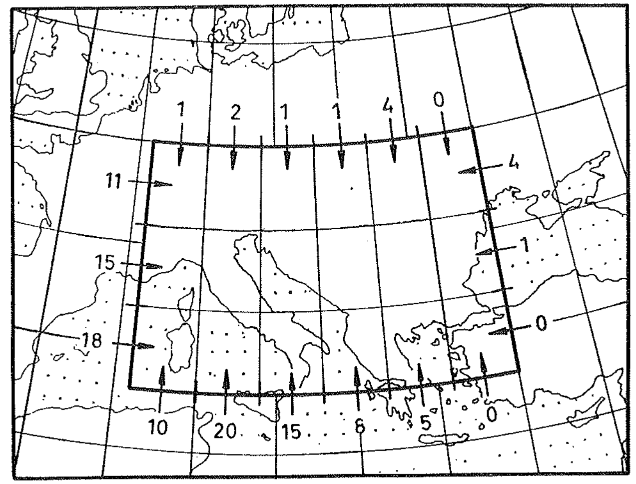
Geografska raspodela čestine ciklogeneze unutar ograničene oblasti prikazana je na sl. 6.8.6. Raspodela čestine ciklogeneze pokazuje sledeće karakteristike:

1) Najveći broj pojava ciklogeneze dešava se u oblasti Ligurijskog mora i iznad severne Italije. Centar maksimuma čestine se nalazi u Đenovskom zalivu;

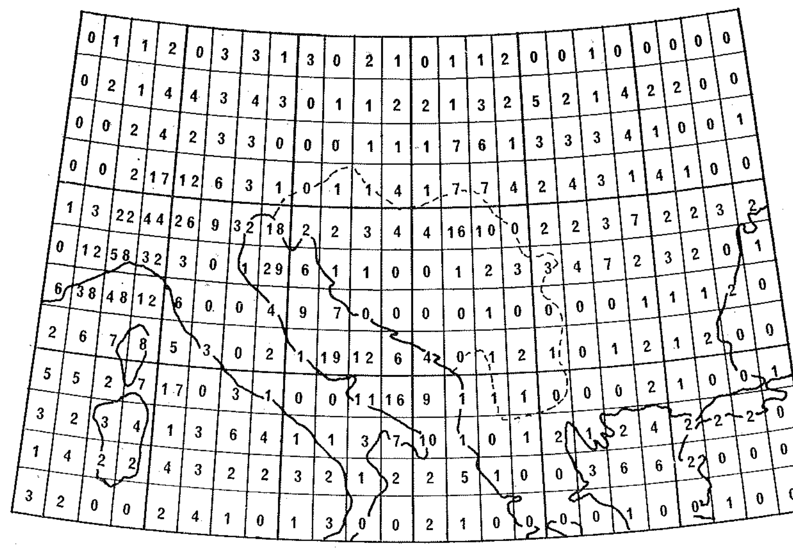
2) Druga oblast sa velikom čestinom ciklogeneze je Jadransko more. Na njemu se javljaju dva centra sa maksimumom ciklogeneze — severni i južni Jadran.

3) Treća oblast sa povećanom čestinom ciklogeneze je Panonska nizija:

4) Pored napred pomenutih oblasti sa velikom čestinom ciklogeneze postoje još tri oblasti sa nešto povećanom čestinom, a to su Tirensko more, Egejsko more i Vlaška nizija.



Sl. 6.8.5

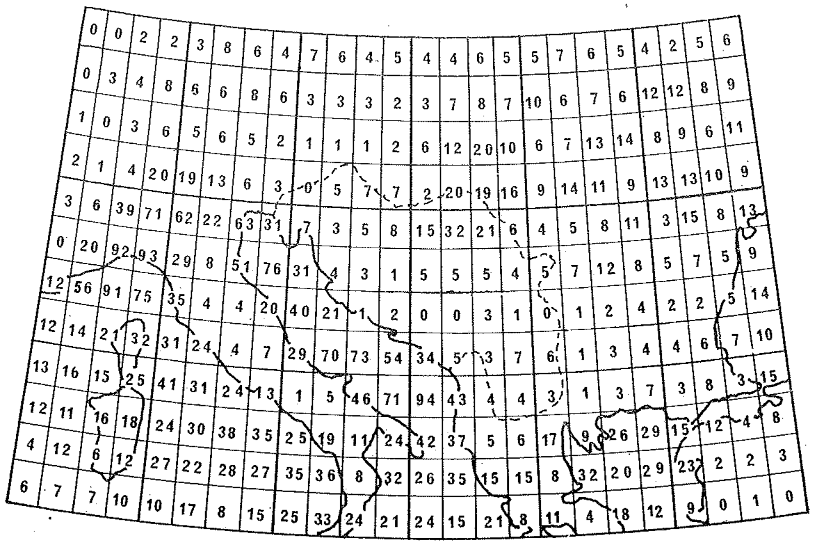


Sl. 6.8.6. Raspodela čestine ciklogeneze u periodu 1951—1960 (Radinović, 1965.)

U kojoj meri geografsko-fizički činioci utiču da pojedine oblasti budu ciklogenetične ili onemogućuju pojavu ciklogeneze, pokazuju sledeći podaci. Sabiranjem čestine u kvadrantima gde je čestina $\geqq 6$ slučajeva dobija se podatak da je iznad svega 16% površine ograničene oblasti obrazovalo se 65% od ukupnog broja ciklona, koji

su se stvorili unutar te oblasti. U isto vreme iznad površine koja predstavlja 27% od ukupne ograničene oblasti (uglavnom planinska područja) nije došlo ni do jedne pojave ciklogeneze u toku 10-to godišnjeg perioda.

Za ispitivanje uticaja ciklona na vreme u nekoj oblasti važno je znati ne samo broj ciklona koji su se stvorili u dotičnoj oblasti već i dužinu njihovog zadržavanja u istoj oblasti. Jedan od načina da se dobije ovaj podatak je da se izbroji koliko je puta u jednakim vremenskim intervalima osmotren centar ciklona unutar određene oblasti. Takva statistika je izvedena za period 1951—1960. za ograničenu oblast i dobijeni rezultati su prikazani na sl. 6.8.7. I ovde su ciklogenetske oblasti vrlo jasno ispoljene povećanom čestinom osmotrenih ciklona u njima. Niz drugih podataka izvedenih po kriterijumu za ograničenu oblast prikazanu na sl. 6.8.5 objavljen je u radu »Cyclonic Activity in Yugoslavia and Surrounding Areas« (Radinović, 1965).



Sl. 6.8.7. Broj osmotrenih centara ciklona u sinoptičkim terminima u periodu 1951—1960 (Radinović, 1956.)

6.9. **Geografske karakteritike ciklogenetskih oblasti i uslovi stvaranja ciklona u njima.** Ciklogenetske oblasti koje se nalaze u neposrednoj blizini ili iznad naše zemlje i to Đenovski zaliv, severni Jadran, Egejsko more, Panonska nizija i Vlaška nizija imaju zajedničko to što su sa severa, severozapada, a donekle i sa zapada opasane velikim planinskim masivima. Fizička razlika između prve tri i poslednje dve oblasti postoji u prirodi podloge. Prve tri predstavljaju vodene, a poslednje dve kopnene bazene. Oblasti Tirenskog mora i južnog Jadrana u fizičkom smislu imaju istu tj. vodenu podlogu, ali orijentacija planinskih masiva je nešto drugačija nego u prvih pet ciklogenetskih oblasti.

U radu »On Forecasting of Cyclogenesis in the West Mediterranean and Other Areas Bounded by Mountain Ranges by Baroclinic Model« (Radinović, 1964) pokazano je da geografski položaj, oblik i visina planinskog masiva Alpi imaju odlučujući uticaj na stvaranje ciklona u zapadnom Sredozemlju. Taj uticaj se sastoji u tome što planinski masiv neposredno i posredno izaziva deformaciju termičkog i strujnog polja u atmosferi.

U velikom broju slučajeva prodora hladnog vazduha u oblast zapadnog Sredozemlja, pri kojima je došlo do stvaranja ciklona, izvršena je detaljna analiza promena termičkog i strujnog polja na raznim nivoima. Ovim putem je utvrđeno da pri prodoru hladnog vazduha u oblast Alpi dolazi do izrazitih deformacija strujnih i termičkih modela u donjem delu troposfere. Deformacija ovih modela, a naročito termičkih dolina na karti relativne topografije 500/1000 mb, karakteristična je po tome što se skoro uvek odvija na isti način i ima približno isti oblik. Ona se u suštini sastoji u formiranju zone jakih termičkih i barskih gradijenata, koji se obrazuju kao posledica zaustavljanja hladnog vazduha na zavetrinskim stranama planinskog masiva. Ove zone skoro uvek zauzimaju oblik diktiran orografijom. Kad se ova deformacija prikaže u baroklinom modelu atmosfere, proizlazi da na zavetrinskoj strani planinskog masiva mora doći do stvaranja ciklona kao posledice opisane deformacije (Radinović, 1962 i 1964).

Posredni uticaj planinskog masiva Alpi na ciklonsku aktivnost sastoji se u tome što je hladan vazduh koji prodire sa severa ili severozapada (a to su najčešći pravci prodiranja) kanalisan oblicima orografije tako da pri upadu u zapadno Sredozemlje ulazi u zadnji deo ranije formiranog ciklona. Zbog ove okolnosti, pri advekciji hladnog vazduha u bazen zapadnog Sredozemlja, povećava se baroklinost koja je već u izvesnoj meri postojala, i na taj način ciklon dobija novi impuls za produženje svoje aktivnosti.

Za ilustraciju opisanog procesa dat je na sl. 6.9.1 prikaz jednog slučaja razvoja ciklona pri prodoru hladnog vazduha u zapadno Sredozemlje, gde se smer hladne advekcije i deformacija termičkog i strujnog polja lepo vide.

Kad se istovremeno uzmu u obzir neposredni i posredni uticaji Alpi, moguće je u većini slučajeva dati zadovoljavajuće objašnjenje česte pojave ciklogeneze, intenziteta razvoja i dužine trajanja ciklona i u zapadnom Sredozemlju. Ovi efekti takođe pokazuju da se ne može očekivati znatniji ciklonski razvoj u ovoj oblasti bez prodora hladnog vazduha, ili bolje rečeno, bez učešća dveju vazdušnih masa sa različitim termičkim stanjem.

Napred smo istakli da većina ciklogenetskih oblasti koje se nalaze iznad Jugoslavije i u neposrednoj blizini imaju slične geografsko-fizičke karakteristike sa Đenovskim zalivom. S druge strane, iz iskustva znamo da se proces ciklogeneze javlja u ovim oblastima pri sličnim uslovima kao i u zapadnom Sredozemlju, tj. kad dođe do prodora hladnog vazduha i kad nastupi odgovarajuća deformacija u termičkom i strujnom polju. Zbog toga zaključke izvedene na pročuavanju ciklogeneze u Đenovskom zalivu možemo generalizovati i primeniti na ostale ciklogenetske oblasti. Razlika koja postoji u broju i intenzitetu ciklona stvorenih u Đenovskom zalivu i onih koji su se obrazovali u ostalim ciklogenetskim oblastima može se objasniti razlikom u visini, obliku i kompaktnosti planinskih masiva koji ih okružuju.

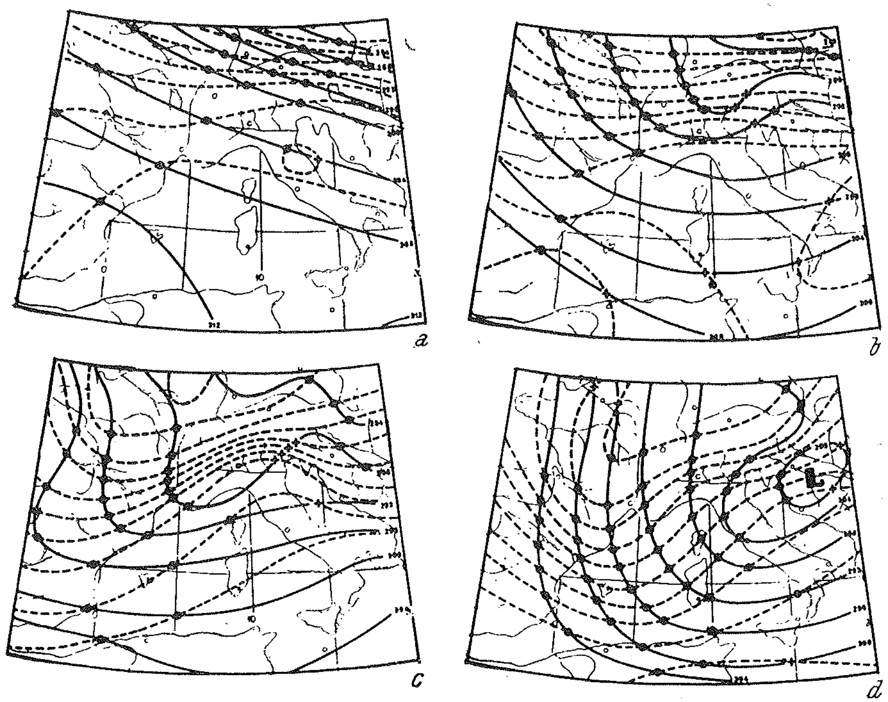
Iz prednjeg izlaganja može se kratko zaključiti da neka oblast može biti ciklogenetična ako su ispunjena sledeća tri uslova:

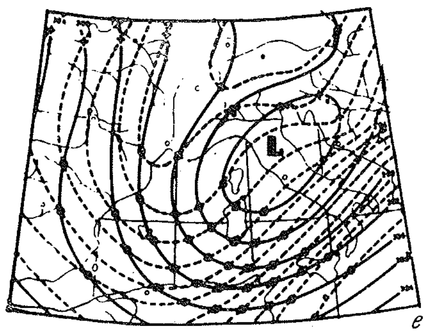
1) Postojanje vodenog ili kopneno-ravničarskog bazena;

2) Da je bazen zaklonjen planinskim lancem u pravcu odakle najčešće dolazi do prodora hladnog vazduha i

3) Da su prodori hladnog vazduha česti i da im je pravac kretanja pod velikim uglom na planinsku prepreku.

Da bi se što potpunije proučila pojava čestog stvaranja ciklona i njihova izrazita aktivnost u ciklogenetskim oblastima, potrebno je pored osnovnih uzroka uzeti u obzir i neke druge, koji imaju drugorazredni značaj. Ti drugorazredni činioci su prikazani u radu »Analiza ciklogenetskih efekata u zapadnom Sredozemlju« (Radinović, 1960).





Sl. 6.9.1. Karte advekcije 17—19. februara 1958.
Legenda: a — 17. februar 1958., 1200 SGV;
b—18. februar 1958., 0000 SGV;
c —18. februar 1958., 1200 SGV;
d—19. februar 1958., 0000 SGV;
e —19. februar 1958., 1200 SGV;
——— RT 500/1000 mb;
——— AT 700 mb;
——advekcija hladnog vazduha;
×—advekcija toplog vazduha.

Najvažniji među drugorazrednim činiocima izgleda da su termičke prirode, tj. oni koji se javljaju kao posedica postojanja termičke razlike kopno—more. Oni su naročito značajni u toku zime iznad vodenih bazena i ispoljavaju se na sledeća tri načina:

1) Relativno visoka temperatura vodene površine bazena u odnosu na okolne kopnene površine ima za posledicu smanjenje pritiska što se ispoljava na srednjim mesečnim kartama zimskih meseci;

2) Pri dužem zadržavanju vazdušne mase iznad toplije vodene površine dolazi do zagrevanja, naročito donjih slojeva, pa se uspostavlja temperaturska stratifikacija koja može biti znatno drukčija od stratifikacije u okolnim oblastima i

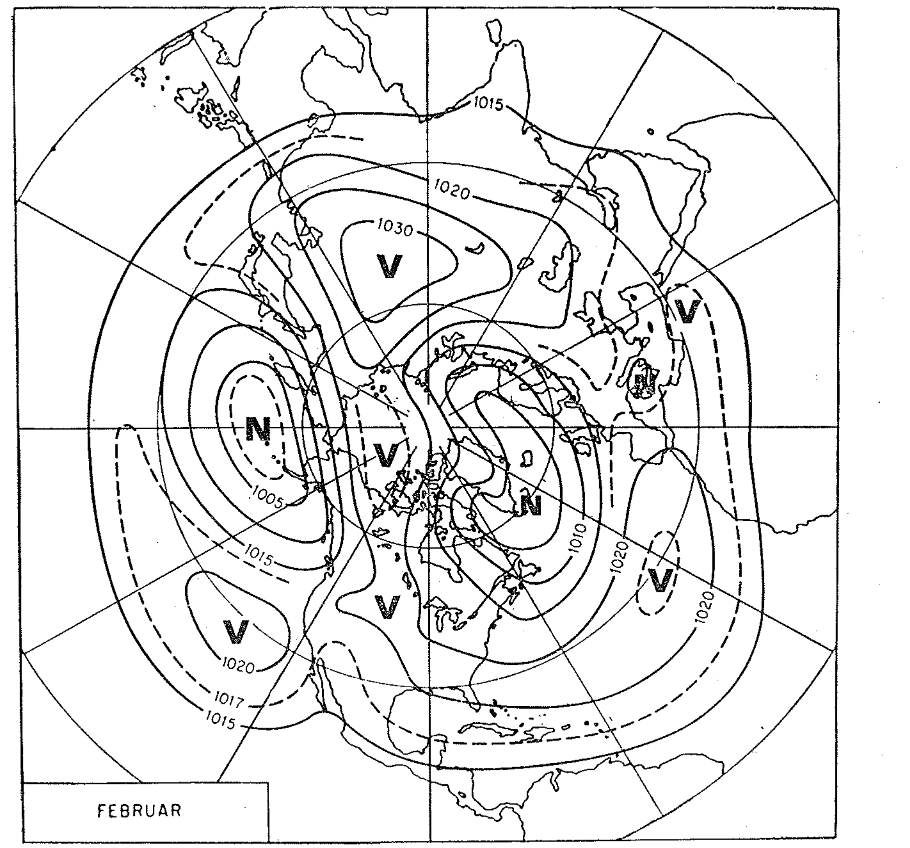
3) Prilikom prodiranja hladnih vazdušnih masa u oblast bazena usled temperaturske razlike voda—vazduh, dolazi do labilizirajućeg i ciklogenetskog efekta pri zadržavanju hladnijeg vazduha nad toplijom vodenom površinom u smislu Meyerovih koncepcija (Meyer, 1952).

Značajan doprinos ciklonskoj aktivnosti može biti, pored već navedenih činilaca, i toplota kondenzacije. Ovaj efekat dolazi do izražaja naročito u situacijama kada vazduh bogat vodenom parom struji pod velikim uglom na orografsku prepreku pa je prisiljen na uzidizanje (Čadež, 1955). To je čest slučaj u skoro svim spomenutim ciklogenetskim oblastima, pošto na prednjoj strani ciklona, gde se uglavnom nalazi vazdušna masa iz Sredozemlja, vazduh nailazi na orografsku prepreku i dolazi do intenzivne kondenzacije.

6.10. **Anticikloni — pojam i klasifikacija.** Anticikloni predstavljaju vrtložne sisteme cirkulacije u atmosferi sa obrnutim smerom vrtloženja onom u ciklonima. U poređenju sa ciklonima anticikloni se odlikuju znatnijim nepravilnostima u obliku, razvoju i ponašanju. Oni se ponašaju kao tromi sistemi, sa usporenim razvojem i rasplinutim oblikom.

U izuzetnim slučajevima razvoj anticiklona može da bude ubrzan. To se obično dešava kad nastupi buran razvoj ciklona u neposrednoj blizini anticiklona. Ali i u takvim slučajevima anticiklon kao sistem cirkulacije nikad ne dostiže intenzitet razvijenog ciklona odgovarajuće veličine. To proizlazi iz jednačine vrtložnosti koja pri zanemarivanju nekih manje važnih članova ima oblik

$$\frac{d}{dt}(\zeta+f) = -(\zeta+f)\,\mathrm{div}\,\boldsymbol{V}$$



Sl. 6.10.1. Normalna raspodela pritiska na morskom nivou u februaru (Petterssen, 1956.)

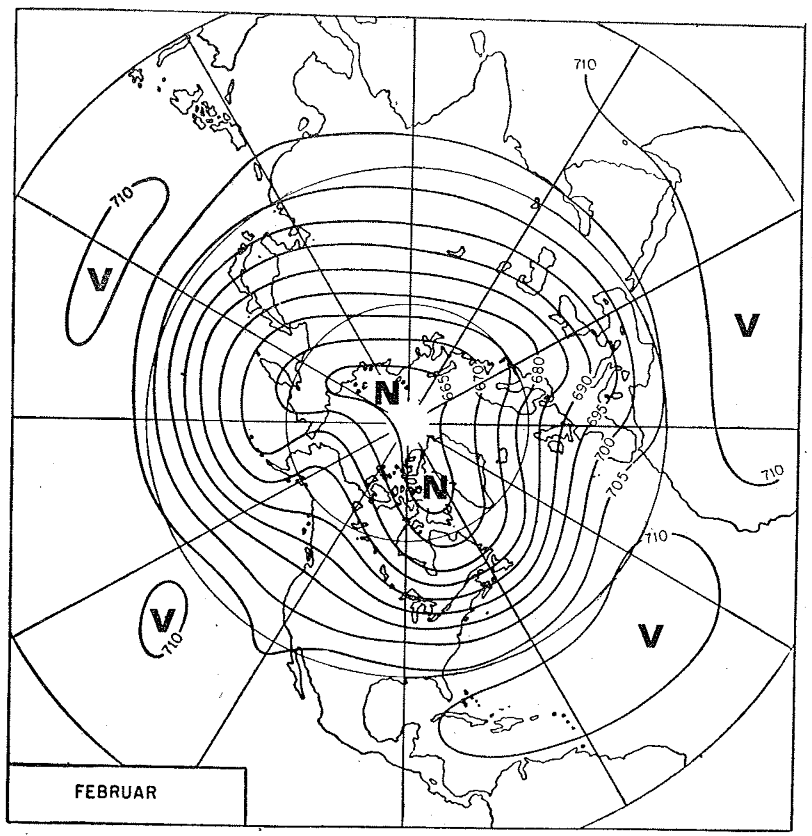
Relativna vrtložnost ζ je u anticiklonu negativna i $|\zeta|$ se povećava sa povećanjem intenziteta anticiklona. Međutim, to povećanje je moguće sve dok ζ ne dostigne veličinu Coriolisovog parametra f. Dalje povećanje anticiklonske vrtložnosti je nemoguće i time je ograničen intenzitet anticiklona kao sistema cirkulacije.

Anticikloni se u grubom mogu podeliti u četiri grupe i to:

1. S u p t r o p s k i   a n t i c i k l o n i. Na kartama srednje raspodele pritiska za bilo koji mesec ili sezonu u suptropskom pojasu postoje izraziti anticikloni. Oni zauzimaju veoma prostrane oblasti i imaju izdužen oblik tako da se stiče utisak kao da se oblast visokog pritiska proteže na ceo suptropski pojas. To se jasno vidi na sl. 6.10.1 na karti normalne raspodele pritiska na morskom nivou u februaru.

Ovi sistemi su toliko postojani da se sa manjim varijacijama nalaze na skoro svim sinoptičkim kartama tokom godine. Oni zauzimaju, uglavnom, oblasti između 30 i 40° severne i južne geografske širine. U toku leta ovaj pojas je nešto pomeren prema severu i anticikloni su više izraženi iznad okeana. U toku zime pojas visokog pritiska koji sačinjavaju suptropski anticikloni je pomeren prema jugu i anticikloni su jače izraženi iznad kontinenata.

Za razliku od ostalih tipova anticiklona, suptrospki anticikloni su razvijeni do velikih visina. Često se prostiru do vrha troposfere, a ponekad zahvataju i donje slojeve stratosfere. U višim slojevima troposfere, kao što se može videti na sl. 6.10.2, suptropski anticikloni se protežu oko Zemlje kao neprekidan pojas visokog pritiska.



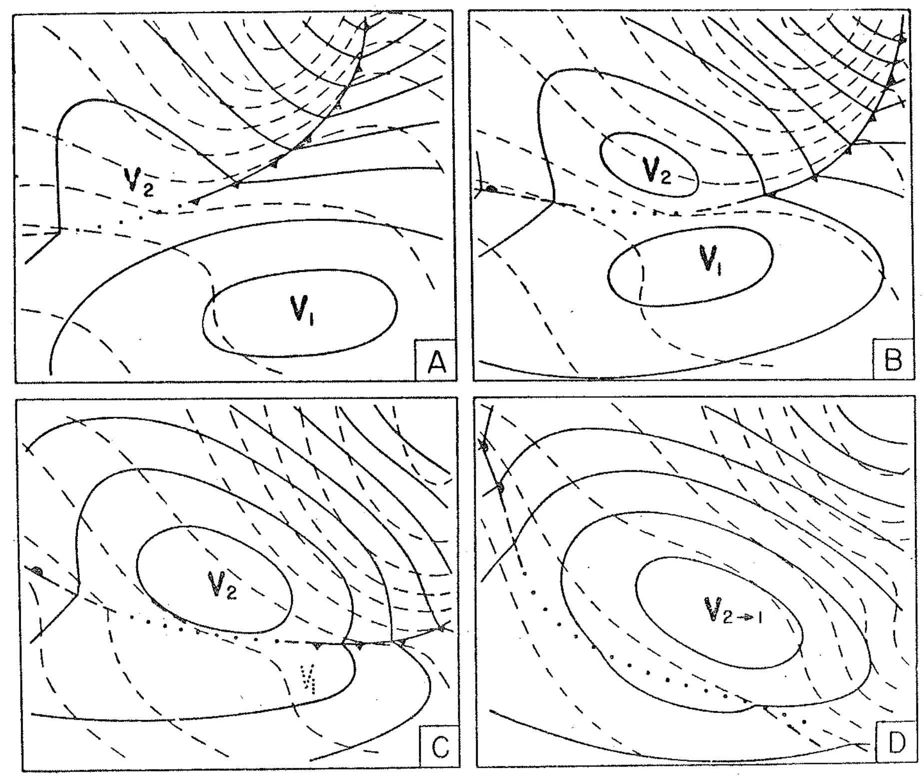
Sl. 6.10.2. Izgled suptropskog anticiklona u višim slojevima troposfere (Petterssen, 1956.)

S obzirom na izdužen oblik ovih anticiklona, duža osa ima karakterističnu orijentaciju. Ona je normalno orijentisana u pravcu WSW-ENE na severnoj hemisferi.

S t a c i o n a r n i   a n t i c i k l o n i. U ovu grupu antickilona spadaju dugotrajni i malopokretni anticikloni koji se formiraju u toku zime iznad kontinenata na severnoj hemisferi. Ovi anticikloni su u prizemlju veoma izraziti i prostrani mada ne prelaze visinu od 2—3 km. Takav je poznati sibirski anticiklon. Odgovarajući anticiklon iznad Severnoameričkog kontinenta je manje izrazit i manje pravilan.

U toku tople sezone ovi anticikloni se ne javljaju, izuzev što se u oblasti Arktika iznad ledene površine održava plitak anticiklon. To ne znači da se anticikloni ovog tipa iznad kontinenata ne javljaju u drugim sezonama osim u toku zime. Ali ti anticikloni su uglavnom brzopokretni i kratkotrajni.

3. Z a v r š n i   a n t i c i k l o n i. Pri pojavi talasnog poremećaja u zonalnoj struji, ako postoji baroklina nestabilnost, poremećaj prerasta u dugi talas. Na prednjoj strani dugog talasa, kao što smo videli u ranijim poglavljima, razvija se serija ciklona a na zadnjoj strani anticiklon. Razvoj dugog talasa i evolucija anticiklona kojim se završava ciklonska serija prikazan je na sl. 6.10.3.

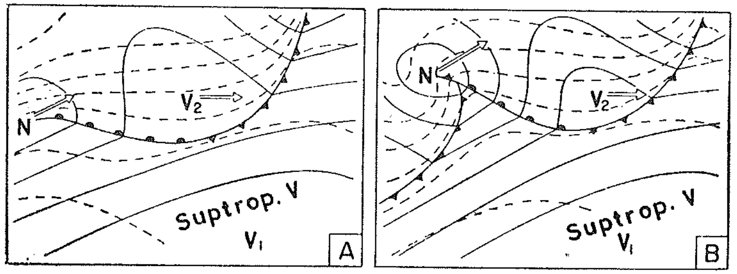


Sl. 6.10.3. Šematski prikaz razvoja završnog anticiklona (Petterssen, 1956.)

Iz ove slike se vidi da se anticiklon razvija sa povećanjem dugog talasa, tj. sa sve dubljim prodorom hladnog vazduha prema jugu. Kako se cikloni kreću u smeru kretanja toplog, a anticikloni u smeru kretanja hladnog vazduha u talasu, to će se prvi premeštati prema NE a drugi prema SE. Razvoj i premeštanje završnog anticiklona traje sve dok se on ne spoji sa suptropskim anticiklonom, gde nastupa potpuna transformacija hladnog vazduha.

Na severnoj hemisferi postoje izvesne oblasti koje su podesne za opisan razvoj dugih talasa i ovog tipa anticiklona. To su, naročito u hladnoj polovini godine, granična područja kontinenata i okeana. Opisani razvoj dugog talasa i završnog anticiklona javlja se i u slučaju razvoja samo jednog ali vrlo jakog ciklona u umerenim geografskim širinama.

4. Anticikloni unutar ciklonske serije. Ovi anticikloni se javljaju između dva ciklona iste ciklonske serije. Oni se u celini nalaze u hladnoj vazdušnoj masi iza hladnog fronta. Većinom imaju oblik grebena visokog pritiska koji predstavlja krak suptropskog ili nekog drugog većeg anticiklona koji se nalazi u neposrednoj blizini. Ponekad nema ni jednu zatvorenu izobaru i retko kad dostižu visinu veću od 2—3 km. Ovi anticikloni (ili grebeni) premeštaju se istom brzinom i u istom pravcu kao i cikloni između kojih se nalaze. Primer ovakvih anticiklona prikazan je šematski na sl. 6.10.4.



Sl. 6.10.4. Šmatski prikaz grebana anticiklona i anticiklona između dva uzastopna ciklona jedne ciklonske serije (Petterssen, 1956.)

6.11. **Geografska raspodela čestine anticiklona.** Na sličan način kao što je izvedena statistika geografske raspodele čestine pojave ciklogeneze i ciklona na severnoj hemisferi izvedena je i statistika pojave anticiklogeneze i anticiklona. Dobijeni rezultati su prikazani na sl. 6.11.1 — 6.11.4.

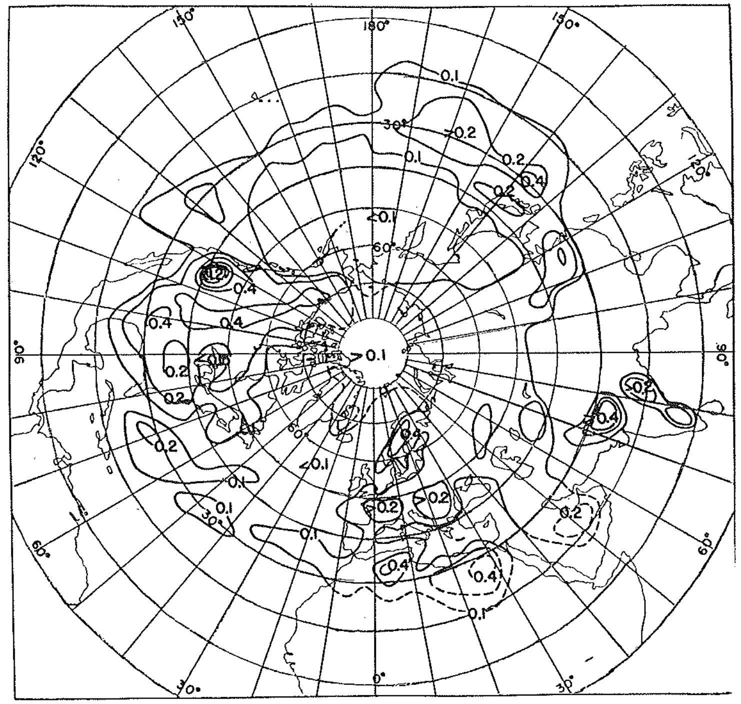
Na ovim slikama se uočava da povećana čestina anticiklona u toku zime postoji iznad planinskih oblasti, a naročito je visoka iznad planinskog masiva Stenovitih planina. Smatra se da je ovo povećanje u stvari, prividno, jer je posledica sistematskih grešaka pri redukciji vazdušnog pritiska na morski nivo*. Inače povećana čestina anticiklona iznad kontinenata u toku zime odgovara realnosti.

Dalje se iz slika vidi da i kod geografske raspodele čestine anticiklona termička razlika kopno—more, naročito kod vodenih bazena opkoljenih kopnom, dolaze do izražaja. Tako vidimo da iznad Mediterana, Crnog mora, Kaspijskog mora i Velikih jezera maksimum čestine pada u leto kada je vodena površina hladnija od kopna koje je okružava, dok je u toku zime obrnut slučaj.

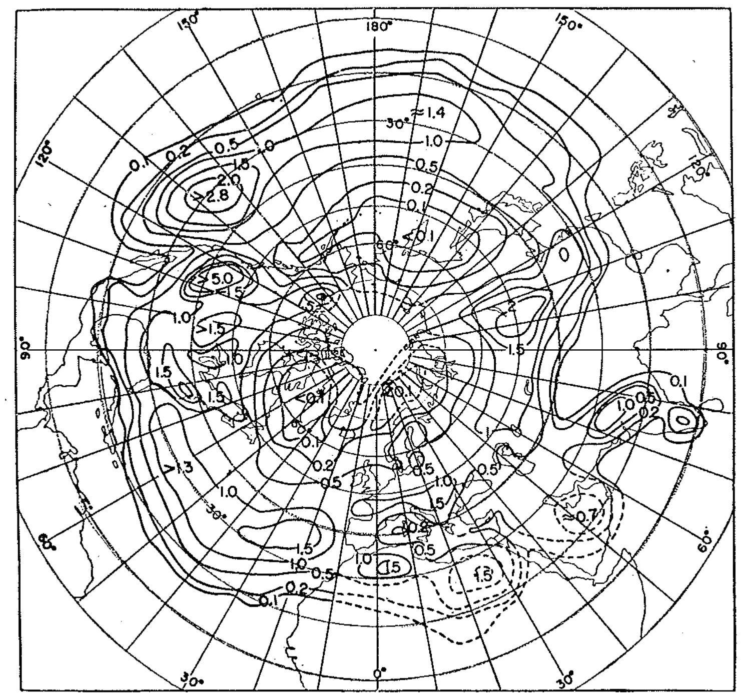
Najzad, zajednička karakteristika za leto i zimu je zonalno rasprostiranje modela čestine anticiklona. Takođe je vrlo evidentno da suptropski anticikloni u toku zime teže da se spoje sa stacionarnim anticiklonima iznad kontinenata u umerenim geografskim širinama. Iz prikazane raspodele čestine anticiklona može se videti sezonsko pomeranje sistema prema severu i jugu kao i niz drugih karakteristika.

---

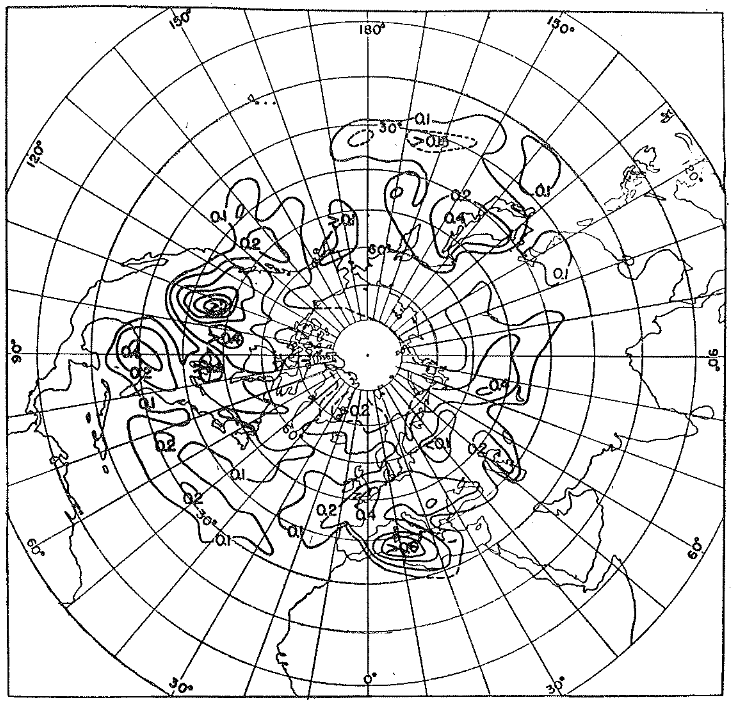
* Međutim, prema Čadežu (1960) ovakvi anficikloni predstavljaju stvarnost i odraz su zaustavljanja hladnog vazduha u oblasti planinskih masiva.



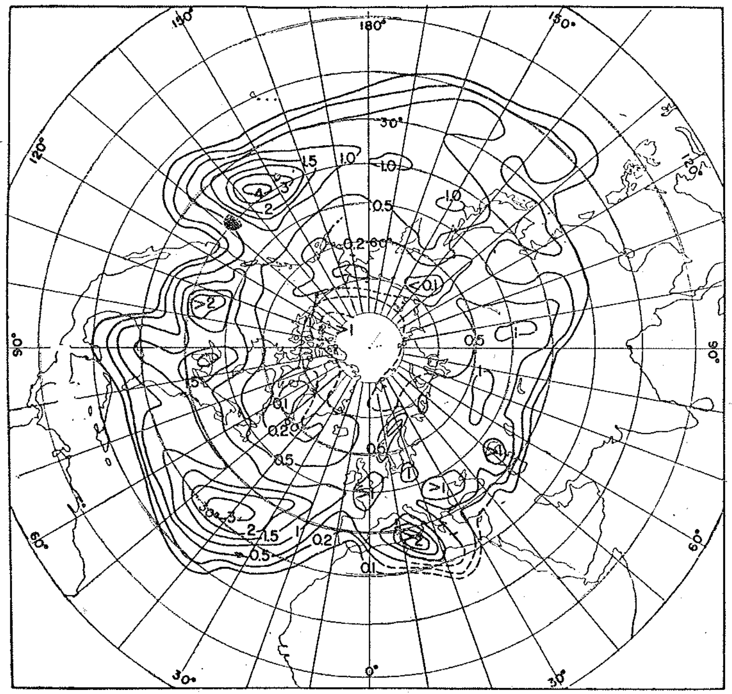
Sl. 6.11.1. Raspodela čestine anticiklogeneze u toku zime na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen 1956.)



Sl. 6.11.2. Raspodela čestine anticiklonskih centara u toku zime na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen, 1956.)



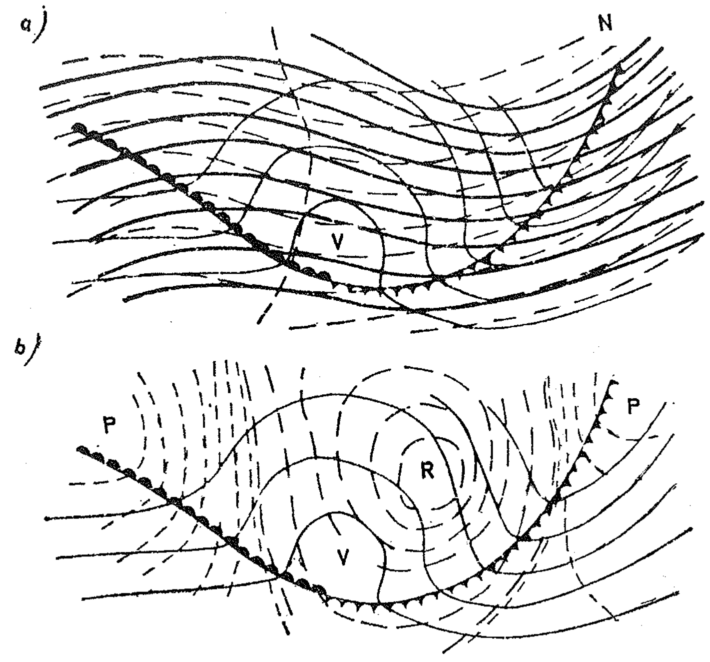
Sl. 6.11.3. Raspodela čestine anticiklogeneze u toku leta na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen 1956.)



Sl. 6.11.4. Raspodela čestine anticiklonskih centara u toku leta na severnoj hemisferi u periodu 1899—1939. (Petterssen, 1956.)

6.12. **Evolucija anticiklona.** Posmatrajući termičku strukturu anticklona u toku njegovog razvoja, mogu se, slično kao i kod ciklona, odrediti odgovarajući stadijumi razvoja. Tim problemom se, pored ostalih, bavio i N. L. Taborovski, koji je definisao tri stadijuma razvoja anticiklona. Ovde ćemo dati kratak prikaz tih stadijuma razvoja koji se odnose na termičke anticiklone.

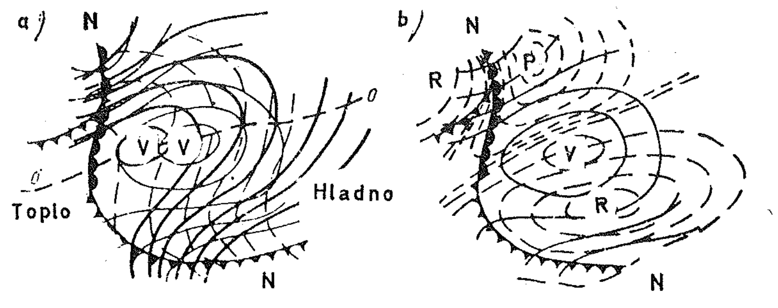
Prvi stadijum razvoja je stadijum mladog anticiklona. Razvoj anticiklona obično počinje tako što se na periferiji starog anticiklona izdvaja greben zbog prodora hladnog vazduha u neposrednu blizinu starog anticiklona. Kao što se vidi na sl. 6.12.1, greben visokog pritiska formira se u prizemlju u hladnoj vazdušnoj masi iza hladnog fronta. Iznad grebena na visini se nalazi visinska frontalna zona u kojoj je raspored i oblik izohipsa i izotermi takav (to objašnjava Sutcliffeova teorija razvoja) da u prizemlju dolazi do intenzivnog anticiklonalnog razvoja. Ovaj razvoj dovodi do pojave zatvorene izobare i obrazovanja anticiklonalne cirkulacije. Za jedan do dva dana mogu se zatvoriti više izobara posle čega nastupa drugi stadijum razvoja anticiklona.



Sl. 6.12.1. Stadijum mladog anticiklona (Kričak, 1956.)

Drugi stadijum je stadijum najvećeg razvoja anticiklona. Usled dužeg rasta pritiska u prizemlju razvija se greben visokog pritiska na visini. Samo, kako je barsko polje na visini funkcija pritiska u prizemlju i termičkog stanja sloja vazduha, to je centar na visini pomeren u stranu toplog vazduha. Zbog toga je vertikalna osa anticiklona nagnuta prema horizontalnoj ravni. To dovodi do znatnog povećanja ugla advekcije i daljeg jačanja anticiklona.

Linija nulte advekcije u ovom stadijumu prolazi kroz centar anticiklona i deli ga na dva dela kao što je pokazano na sl. 6.12.2. U oblasti tople advekcije u prizemlju postoji pad, a u oblasti hladne advekcije rast pritiska. Zbog toga se anticiklon još uvek premešta sa vremenom, a na visini se održava manje-više deformisana vodeća struja. Jedna od bitnih karakteristika koja se javlja u prvom i drugom stadijumu

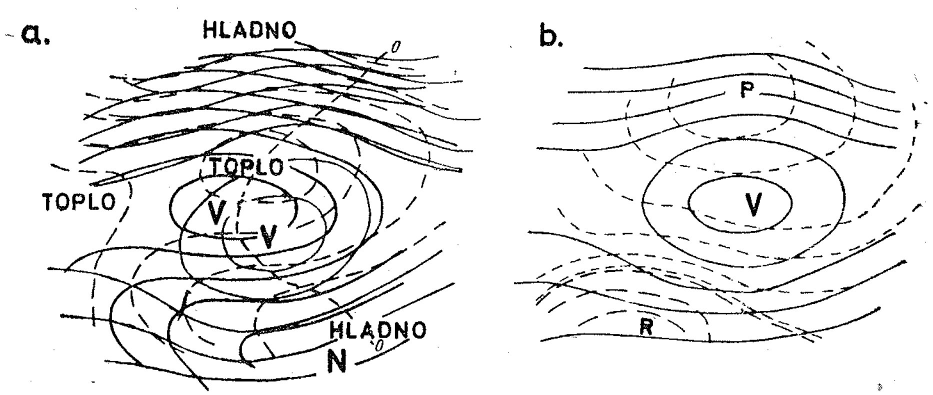


Sl. 6.12.2. Stadijum najvećeg razvoja anticiklona (Kričak, 1956.)

razvoja anticiklona je termička asimetričnost. Ova termička asimetričnost se održava strujanjem toplog vazduha na jednoj strani a hladnog vazduha na drugoj strani anticiklona. Ove advekcije su suprotno usmerene. Posmatrajući karte relativne topografije, ova asimetrija se ispoljava postojanjem termičkog grebena na jednoj strani i termičke doline na drugoj strani anticiklona.

Treći stadijum je stadijum narušavanja anticiklona. Ovaj stadijum počinje smanjenjem i konačnim prestankom hladne advekcije u oblasti anticiklona, a sve većim širenjem tople advekcije. U isto vreme u nižim slojevima zbog subsidencije dolazi do zagrevanja. Kao posledica ovakvog procesa, vertikalna osa anticiklona se sve više ispravlja, izohipse RT se zatvaraju iznad centralne oblasti anticiklona i sve više se približavaju obliku izohipsa apsolutne topografije. Ovaj proces se zove otopljenje anticiklona, što dovodi do pojave pada pritiska u prizemlju iznad cele ili skoro cele oblasti anticiklona. U ovom stadijumu, logično, ne postoji vodeća struja na visini i anticiklon se praktično ne kreće.

Kada su izohipse i izoterme postale kružne i paralelne (vidi sl. 6.12.3), onda dejstvo vrtložnih i divergentnih činioca postaje neznatno a advekcija zanemarljivo mala. Zbog toga glavni faktor koji dovodi do promene pritiska postaje prizemna divergencija uslovljena trenjem. Ovo ima za posledicu odvođenje vazduha iz centralne oblasti anticiklona i pada pritiska u prizemlju. Ukoliko ne nastupi nov priliv hladnog vazduha, koji bi uslovio ponovnu termičku asimetriju, ovaj proces dovodi do narušavanja anticiklona.



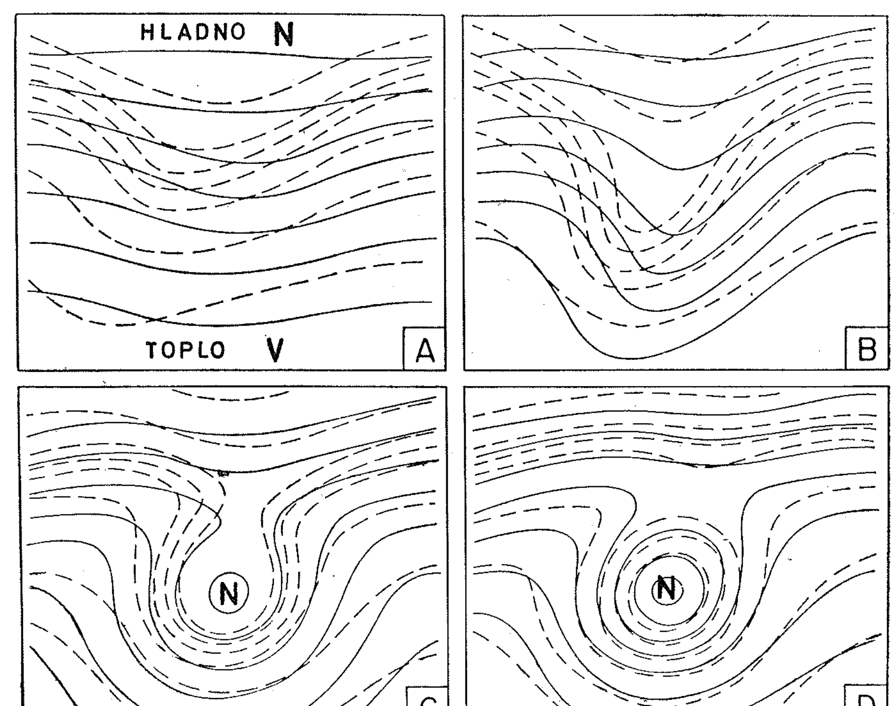
Sl. 6.12.3. Stadijum narušavanja anticiklona (Kričak, 1956.)

Na kraju napomenućemo da napred opisana tri stadijuma u razvoju anticiklona, kao i u slučaju razvoja ciklona, predstavljaju jedinstven razvojni proces u kojem je teško odrediti granicu prelaza iz jednog u drugi stadijum. Ovo deljenje na više stadijuma služi, uglavnom, da se bolje opiše razvojni proces ovih sistema.

6.13. **Odsecanje ciklona i anticiklona.** U poglavljima 6.2 i 6.3 rečeno je da u izvesnim situacijama, naročito u toku zime, razvoj ciklona i anticiklona može da otpočne na visini u slobodnoj atmosferi. Ovakvi slučajevi se javljaju, uglavnom, kada usled velike barokline nestabilnosti dođe do razvoja talasa sa veoma velikom amplitudom i jakim meridionalnim transportom toplote i hladnoće. Tako, npr. u većini slučajeva ciklonski razvoj na visini otpočinje u oblasti visinske doline koja je od ranije postojala i imala vrlo jaku ciklonsku vrtložnost. Takođe je čest slučaj da otpočne ciklonski razvoj na visini u oblasti vrlo jakog ciklonskog smicanja levo od ose jake zonalne struje.

Obično posle kraćeg vremena od početka razvoja ciklona na visini ciklonski razvoj se prenosi i na niže slojeve. Tada se može jasno uočiti kako se oblast obuhvaćena toplim vazduhom na visini širi kao i oblast obuhvaćena hladnim vazduhom u prizemlju. To je odraz procesa smanjenja potencijalne energije na račun kinetičke putem vertikalne razmene vazdušnih masa.

Šematski prikaz razvoja ciklona na visini i njegovog odsecanja prikazan je na sl. 6.13.1. Ovaj proces se najbolje može pratiti na karti AT 500 mb na kojoj su pored izohipsa analizirane i izoterme. Početni poremećaj se može uočiti pojavom doline u polju izotermi koja je pomerena nešto uz vetar od doline u polju izohipsa. U takvom slučaju postoji hladna advekcija u zadnjem delu visinske doline a topla dalje uz vetar. Ovo predstavlja prvi stadijum razvoja koji je prikazan na sl. 6.13.1a.

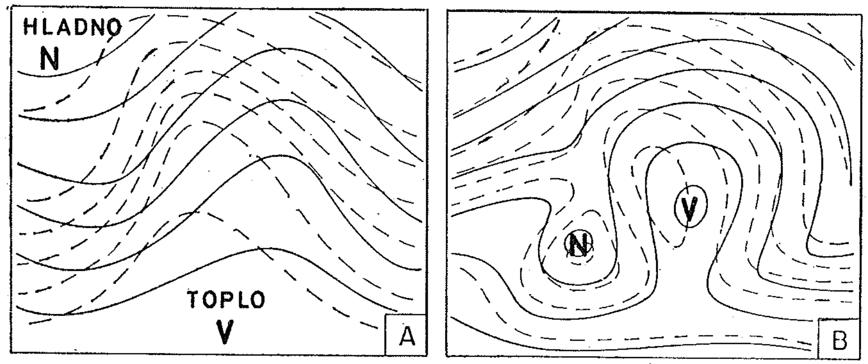


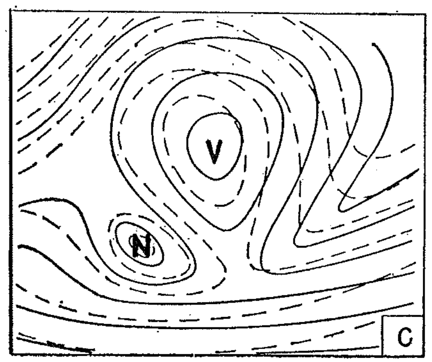
Sl. 6.13.1. Šematski prikaz razvoja ciklona na visini i njegovo odsecanje (Petterssen, 1956.)

Ovakav raspored advekcije dovodi do porasta amplitude visinske doline kako je prikazano na sl. 6.13.1b, što predstavlja drugi stadijum razvoja. U daljem razvoju dolazi do spajanja toplog vazduha na zapadu sa toplim vazduhom na istoku doline. Na mestu spajanja obrazuje se greben visokog pritiska, koji preseca visinsku dolinu odsecajući izvesnu količinu hladnog vazduha prema jugu, gde se obrazuje zatvorena ciklonska cirkulacija. To je pokazano na sl. 6.13.1c i to predstavlja treći stadijum razvoja. U četvrtom i poslednjem stadijumu razvoja (sl. 6.13.1d) izohipse i izoterme severno od centra ciklona ponovo se pružaju zonalno. Sam ciklon je potpuno odsečen i, pored velike vrtložnosti, termički je gotovo potpuno simetričan.

Proces odsecanja anticiklona je šematski prikazan na sl. 6.13.2. Na toj slici punim linijama su predstavljene izohipse AT 500 mb a isprekidanim linijama izoterme na istom nivou. Prvi znak koji se primećuje pre razvoja odsečenog anticiklona je postojanje tople advekcije na zadnjoj strani visinskog grebena. To se javlja pri postojanju pomaka u fazi između termičkog i barskog talasa kao što je prikazano na sl. 6.13.2a. Pošto se greben obično kreće veoma sporo, intenzivnija advekcija toplog vazduha uticaće da se visinski greben širi prema severu i severoistoku tako da će posle izvesnog vremena imati oblik prikazan na sl. 6.13.2b.

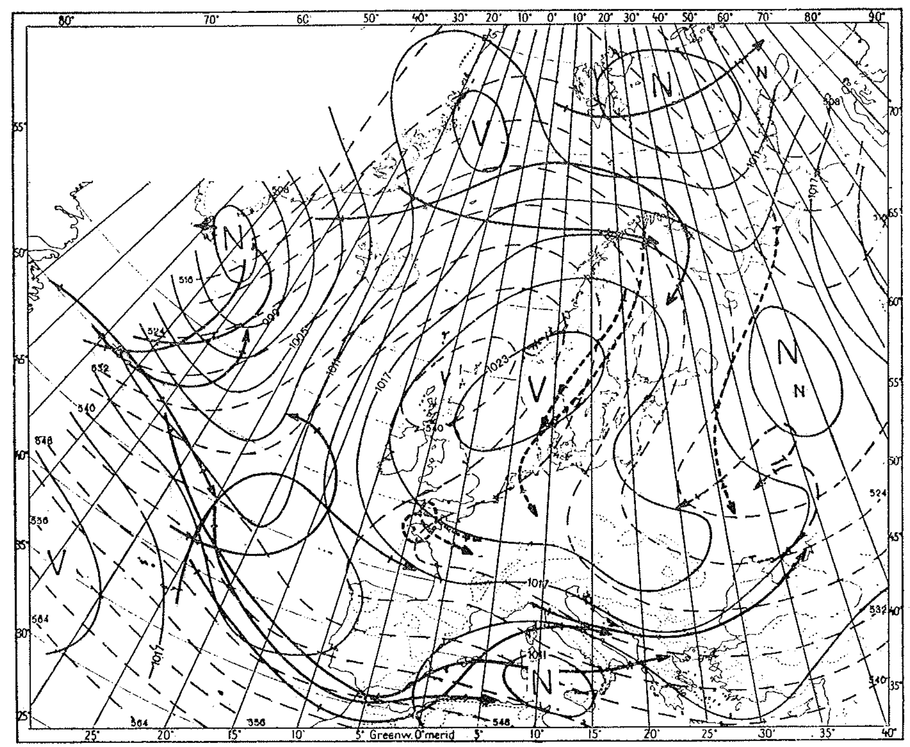
U toku daljeg razvoja greben gubi talasni oblik i dobija oblik sličan znaku Ω. Glavna karakteristika koja se javlja u ovom stadijumu razvoja je cepanje zonalne struje, koja meandrira. Ovo cepanje se dešava nešto ispred Ω-modela i glavni deo struje obilazi oko grebena, dok se sekundarni deo struje počinje probijati preko osnove Ω modela, što vremenom dovodi do potpunog odsecanja visinskog anticiklona kao što je pokazano na sl. 6.13.2c. Pri veoma intenzivnom razvoju ovog sistema često se na stranama SW i SE obrazuju vrlo oštre doline ili čak odsečeni cikloni.





Sl. 6.13.2. Šematski prikaz odsecanja anticiklona (Petterssen, 1956.)

6.14. **Blokiranje.** Napred smo pomenuli da se u umerenom pojasu cikloni i anticikloni premeštaju zonalno u pravcu zapad-istok uz izvesno, relativno malo, meridionalno pomeranje. Pravac premeštanja ovih sistema se obično podudara sa pravcem termičkog vetra u sredini troposfere, zbog čega se kaže da njima upravlja termički vetar na visini. Međutim, postoje situacije kada je odsečeni anticiklon u umerenim i višim geografskim širinama razvijen do većih visina, pa se prizemni cikloni, kao slabije razvijeni sistemi, kreću oko ovog odsečenog anticiklona. U stvari cikloni, kao prizemni sistemi, kreću se u pravcu struje koja se grana na prilazu anticiklonu i idu prema severu oko anticiklona ili drugom granom preko osnove Ω anticiklona, kako je prikazano na sl. 6.14.1.



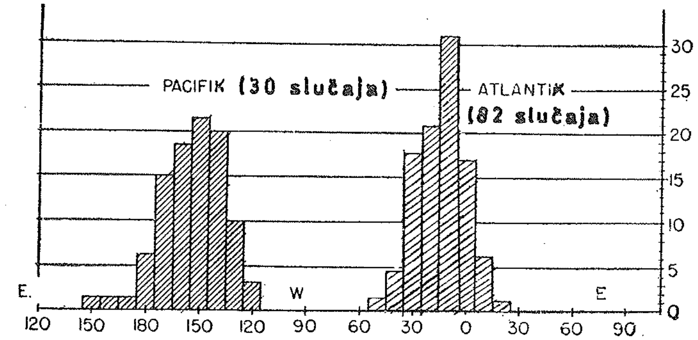
Sl. 6.14.1. Blokiranje u obliku Ω anticiklona srednja raspodela pritiska na morskom nivou i visina AT 500 mb za period 16—31. januar 1947. (Rex, 1950.)

Opisani slučaj pokazuje da jako razvijen anticiklon u umerenim i većim geografskim širinama, koji je obično i malo pokretan, sprečava (blokira) normalno zonalno kretanje ciklona, pa se po tome i zove bloking sistem. Lako se može shvatiti da ovako kako je opisan nije moguće da dati bloking dobije preciznu definiciju. Međutim, sam opis bitnih karakteristika ovog procesa ima značaja u rutinskim prognozama vremena, koje se još uvek daju, po subjektivnim metodima.

Da bi se olakšalo određivanje bloking situacija, Rex je dao jedan kriterijum u kome je težište stavljeno na cepanje zonalne struje, a ne na karakteristike visinskog anticiklona. Po tome kriterijumu bloking situacija postoji ako su zadovoljeni sledeći uslovi: (1) osnovna zonalna struja se cepa u dve grane; (2) svaka grana transportuje znatnu količinu mase vazduha; (3) svaka grana se proteže najmanje duž četrdeset pet stepena geografske dužine; (4) u oblasti cepanja postoji nagao prelaz iz zonalnog

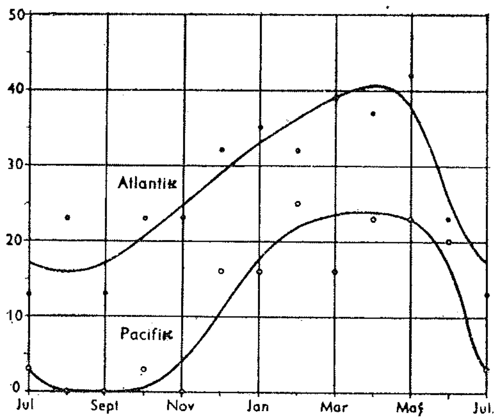
u meridionalni tok i (5) navedene karakteristike treba da budu kontinuarno osmotrene bar u periodu od 10 dana.

Na sl. 6.14.2 prikazana je čestina pojave bloking-situacija u pojedinim oblastima i u procentima prema definiciji Rexa. Odmah pada u oči da je čestina pojave ovih situacija veoma favorizovana u nekim oblastima. Tako proizlazi da su za stvaranje ovih situacija najpogodnije oblasti zapadne obale Evrope i Severne Amerike, a čestina iznad Atlantika, uopšte uzev, je veća nego iznad Pacifika.



Sl. 6.14.2. Čestina pojave blokirajućih situacija u $^{0}/_{0}$ od ukupnog broja iznad Pacifika i Atlantika po definiciji Rexa (1950.)

Početak formiranja tipične bloking-situacije je obično praćen intenzivnom ciklogenezom na zapadu i razvojem hladnog kontinentalnog anticiklona na istoku od oblasti gde se bloking-sistem uspostavlja. Za potpuno formiranje bloking-situacije potrebno je više dana, međutim, kad se takva situacija stvori, onda je veoma postojana. Prema statistici Rexa srednje trajanje bloking-situacije na Atlantiku iznosi 16 dana, mada neke situacije traju i duže od jednog meseca. Prema tome posto-



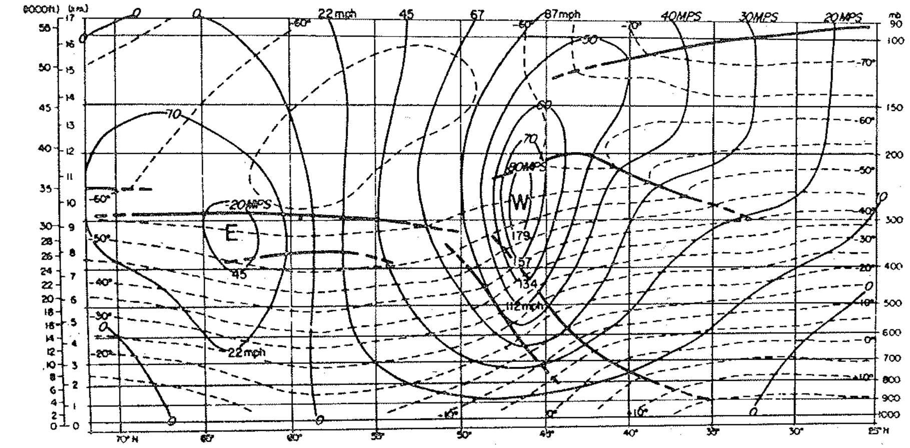
Sl. 6.14.3. Godišnji hod blokirajućih situacija izražen u % od ukupnog broja slučajeva iznad Atlantika i Pacifika (Rex, 1950.)

janost ovih situacija je jedna od najistaknutijih karakteristika blokinga, što ima velikog značaja za prognozu vremena. Takođe i godišnji hod čestine bloking-situacija je veoma izrazit, kao što se vidi na sl. 6.14.3. Prema ovoj slici maksimum čestine se javlja u aprilu a minimum u avgustu ili septembru. Izrazita karakteristika godišnjeg hoda je i nagli pad čestine od kasnog proleća do sredine leta.

6.15. **Mlazna struja.** Na meridionalnim presecima atmosfere, mogu se zapaziti relativno uske zone vrlo jakih vetrova. Ova pojava u atmosferi je dobila naziv mlazna struja.

Prema definiciji preporučenoj od strane Komisije za aerologiju Svetske meteorološke organizacije (1958), »Mlazna struja je jak, uzan strujni tok koncentrisan duž kvazihorizontalne ose u višoj troposferi ili u stratosferi, karakterističan po vertikalnom i bočnom smicanju vetra sa jednim ili više maksimuma brzine«. Za praktične svrhe Komisija je preporučila kriterijum po kome »Normalno, mlazna struja ima u dužini hiljade kilometara, u širini stotine kilometara i u debljini nekoliko kilometara. Vertikalno smicanje vetra je reda 5—10 m/sec na 100 m, a bočno smicanje je reda 5 m/sec na 100 km. Za brzinu vetra duž ose mlazne struje određena je donja granica od 30 m/sek«.

Da bi smo dobili što potpuniju sliku o tipičnoj raspodeli vetra u atmosferi i o mlaznoj struji, pogledajmo još i sliku 6.15.1, koja dosta dobro karakteriše zapadno strujanje u umernim geografskim širinama u toku zime. Ova slika predstavlja srednji presek preko Severne Amerike za 30. novembar 1946. godine.



Sl. 6.15.1. Srednja raspodela geostrofskog vetra (tanke neisprekidane linije, m/sec) i temperature (isprekidane linije, °C) iznad Severne Amerike za 30. novembar 1946. godine u slučaju približno pravog toka zapadne struje. Pune neisprekidane linije označavaju tropopauze i približne granice baroklinog sloja (Palmen i Nagler, 1948.)

Na ovom preseku možemo videti sledeće važnije karakteristike:

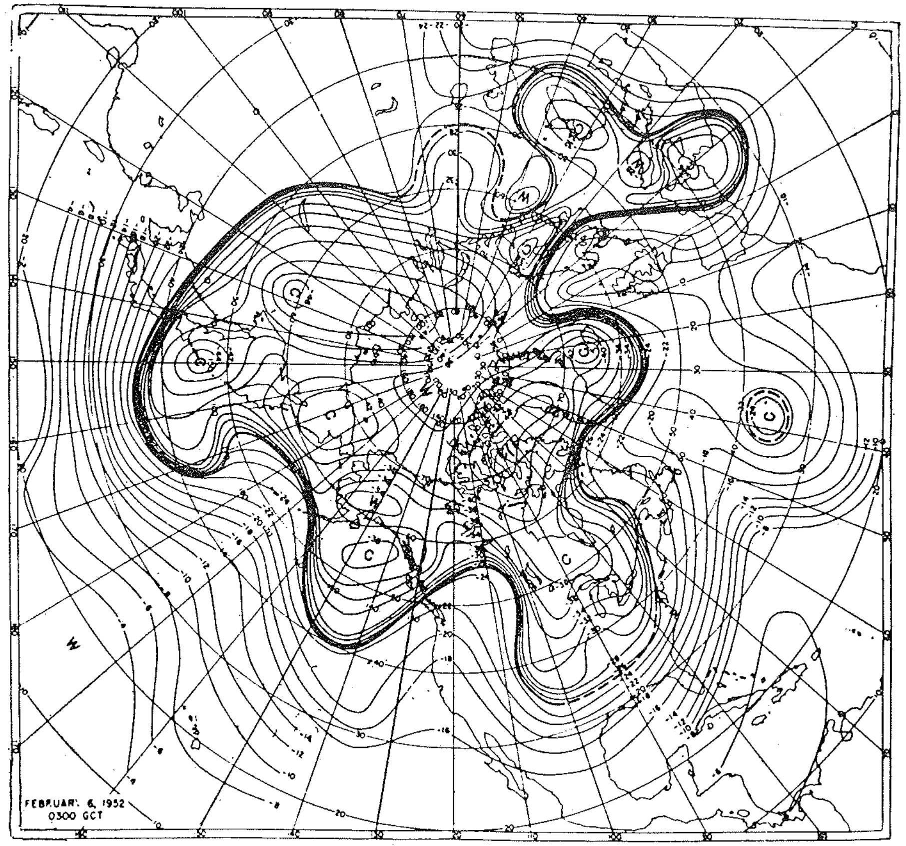
1) Zona jakih horizontalnih temperaturskih gradijenata, koja razdvaja manje ili više homogene polarne i tropske vazdušne mase, nalazi se u ovom slučaju između 45° i 50 °N geografske širine. Unutar te zone, koju možemo još zvati i baroklinom zonom, čija je širina reda veličine 500—1000 km, koncentrisan je velik deo temperaturske razlike pol — ekvator;

2) Relativno niska i topla »polarna« tropopauza nalazi se severno od zone najveće baroklinosti odnosno frontalne zone na visini od 8—10 km. Nešto južnije od ove zone nalazi se visoka i hladna »tropska« tropopauza na visini od 16—17 km. Ona predstavlja značajnu karakteristiku tropskog vazduha u nižim geografskim širinama;

3) U zoni jake baroklinosti u troposferi postoji naglo pojačanje vetra sa visinom do nivoa 250—300 mb, a iznad tog nivoa vetar sa visinom slabi, pošto je horizontalni temperaturski gradijent usmeren na suprotnu stranu;

4) Prizemni vetar je relativno slab, dok je u gornjem delu troposfere i donje tratosfere neuporedivo jači i zavisi uglavnom od *integrisanog termičkog vetra od prizemlja naviše.* U skladu sa napred iznetim termičkim karakteristikama jezgro najjačeg vetra, odnosno mlazne struje, je osmotreno iznad barokline zone i u oblasti prekida tropopauze ima maksimalnu brzinu (90 m/sec u ovom slučaju), na nivou gde horizontalni temperaturni gradijent iščezava.

Mlazna struja je omeđena, s desne strane (severna hemisfera) jakim anticiklonskim smicanjem u pojasu širokom oko 5° geografske širine, a na levoj strani još izrazitijim ciklonskim smicanjem u pojasu iste širine. Na ciklonskoj strani maksimum apsolutne vrtložnosti za dobro izražen mlaz je obično 2—5 puta veći od Coriolisovog parametra (primer sl. 6.15.2).



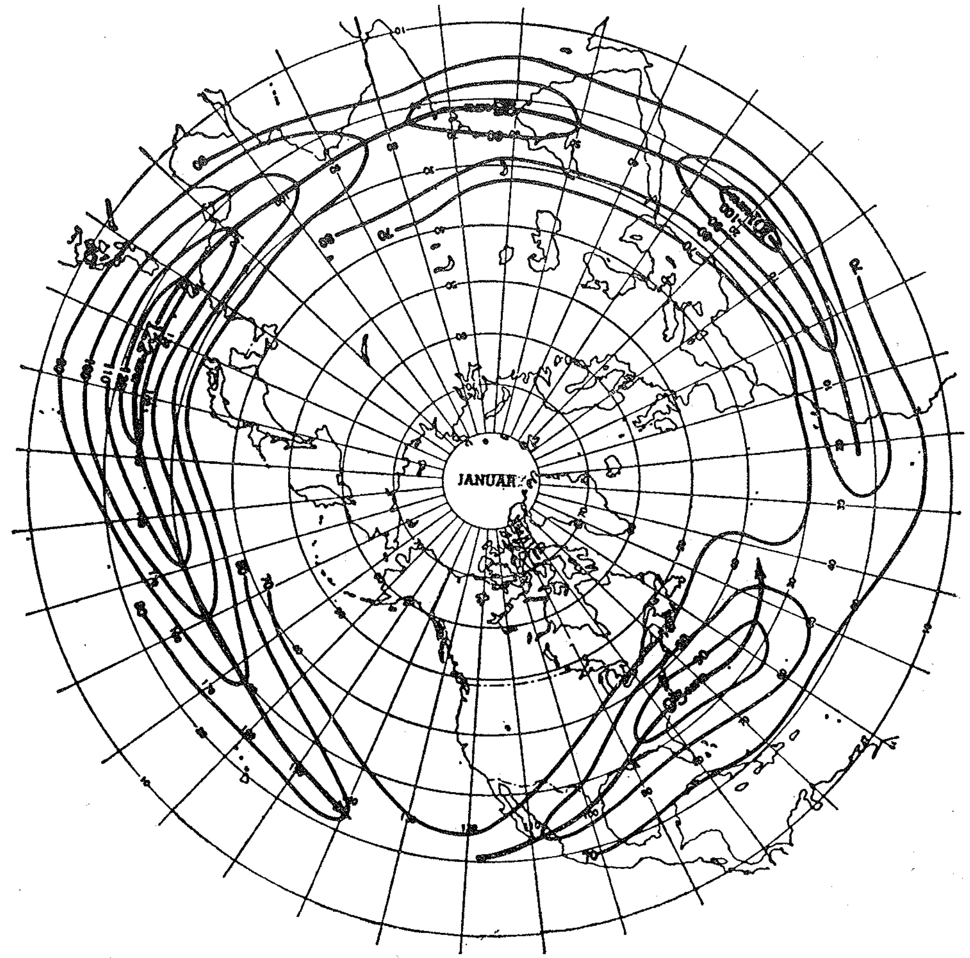
Sl. 6.15.2. Smicanje u oblasti mlazne struje (Bradbary i Palmen, 1953.)

Mlazna struja se uglavnom javlja u ekvatorskim oblastima, zatim u suptropskom pojasu oko 30° severne i južne geografske širine i između 40° i 60° geografske širine na obema hemisferama. Pored ovih oblasti mlazna struja se ponekad javlja i na vrlo velikim visinama iznad subpolarnih oblasti.

Povećanje broja podataka tokom poslednjih godina omogućilo je da se bolje upozna karakter ekvatorske mlazne struje. Ona se obično javlja na visini iznad nivoa 200 mb sa brzinom koja ponekad dostiže 45—50 m/sec. Ova mlazna struja bila je više puta osmotrena iznad Afrike, jugoistočne Azije i Australije, uglavnom u

pojasu između 15° severne i južne geografske širine. Kolebanje unutar ovog pojasa je takvo da u julu zauzima najseverniji a u januaru najjužniji položaj.

Poslednjih deset godina proučavanju suptropske mlazne struje posvećeno je veoma mnogo pažnje. Suptropska mlazna struja javlja se na srednjim kartama na nivou 200 mb, a na vertikalnim presecima je vidimo kao pojas najjačeg zapadnog vetra. Obično je nalazimo iznad pojaseva visokog pritiska u prizemlju. Drugim rečima, najjače brzine zapadnih vetrova nalaze se iznad geografskih širina gde su zonalne brzine vetrova u prizemlju praktično jednake nuli (primer sl. 6.15.3).



Sl. 6.15.3. Suptropska mlazna struja (Namias i Clapp, 1949.)

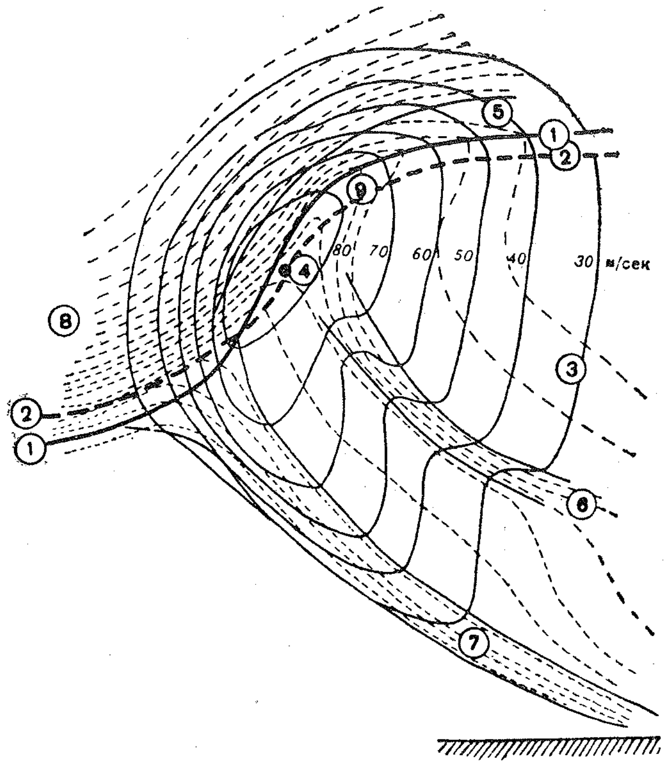
Suptropska mlazna struja na severnoj hemisferi češće i lakše se može identifikovati iznad oblasti Sredozemlja, Bliskog Istoka i Indije. Iznad Zapadnog Atlantika i Zapadnog Pacifika teže se raspoznaje, zbog povremenog zalaženja mlazne struje iz većih geografskih širina u ove oblasti.

Podaci iz Severne Afrike, Bahreina i Indije pokazuju da se mlazna struja u ovim oblastima zimi najčešće javlja blizu 30 °N sa srednjom brzinom oko 50 m/sec na 200 mb, a leti blizu 40 °N na nižoj visini i sa znatno manjom brzinom. Iznad Azijskog

kontinenta obično se u toku zime javlja dvostruka mlazna struja; jedna zauzima oblast 30° — 40 °N a druga 40° — 55 °N. Maksimalne brzine u izuzetnim slučajevima mogu da dostignu i 100 m/sec.

Neka istraživanja sprovedena na čikaškom univerzitetu su pokazala da se suptropska mlazna struja u toku zime proteže preko cele hemisfere i da se obično mogu identifikovati tri talasa, čiji se oblik vrlo malo menja od dana do dana. Jedino su uočljiva kolebanja ose mlazne struje, koja se pomera za 7° do 8° na sever ili jug od njenog srednjeg položaja.

Drugi maksimum brzine vetra u pojasu zapadnog strujanja, kao što je već rečeno, javlja se na većim geografskim širinama i obično je u vezi sa frontom umerenih širina. Ovaj krak mlazne struje vrlo lako se identifikuje na dnevnim kartama na kojima je ona dobro izražena. Međutim, zbog velike promenljivosti u prostoru i vremenu, na srednjim kartama je teško uočljiva. Najčešće se javlja u umerenom pojasu između 50° i 60° geografske širine.



Sl. 6.15.4. Šema vertikalne strukture mlazne struje umerenih širina (Rukovodstvo po kratkoročnim prog. I.)

Čest je slučaj da se front umerenih širina proteže do gornje granice troposfere i sliva sa tropopauzom, čineći jednu celinu. U pozadini tog fronta obično se nalazi arktički front, koji takođe dopire do Zemljine površine. Odgovarajući tim frontovima, barokline zone se ne nalaze na istoj visini, već se mogu slivati u jednu snažnu baroklinu zonu složene konfiguracije. U debelom sloju između dveju tropopauza na nivou mlazne struje nalazi se prelaz od hladne visoke troposfere, na desnoj strani od ose, ka toploj niskoj stratosferi, na levoj strani od ose. Ranije se za taj prelaz mislilo da nema veze sa frontom. Sada je utvrđeno da ovde postoji front nad mlaznom

strujom, sa dovoljno oštrim nagibom. Ponekad taj front označavaju kao produženje tropske tropopauze, ali upoređivanjem sondaža kroz horizontalni deo tropske tropopauze srazmerno daleko na jugu od jezgra mlazne struje sa sondažom kroz front iznad mlazne struje, izvršenu na nagnutom delu tropske tropopauze, pokazuju se bitne razlike. Front iznad mlazne struje ne ispoljava se stalno, ali kada postoji, sa njim su vezana velika vertikalna smicanja vetra nad jezgrom mlazne struje. Na sl. 6.15.4 prikazana je šema vertikalne strukture mlazne struje umerenih širina.

Na južnoj hemisferi mlazna struja se javlja na visini oko 200 mb, i to u toku zime na geografskoj širini nešto manjoj od 30 °S, a u toku leta između 35° i 40 °S geografske širine. Srednja brzina vetra u mlaznoj struji u ovim oblastima dostiže zimi 50 m/sec a leti do 35 m/sec. Maksimalna brzina na individualnim dnevnim kartama dostiže ponekad 100 m/sec.

LITERATURA

Berggren, R., — Gibbs, W. J., — Newton, C. W., 1958: *Observational Caracteristics of the Jet Stream.* Geneva, WMO, Technical Note No. 19;

Bjerknes, J., 1918: *Geofys. Publikasjoner, Norske Videnskaps-Akad.* Oslo, Vol. I, No. 2;

Bjerknes, J., and Solberg, H., 1921: *Geofys. Publikasjoner, Norske Videnskaps-Akad.* Oslo, Vol. II, No. 3, 1921;

Bjerknes, J., and Solberg, H., 1922: *Geofys. Publikasjoner, Norske Videnskaps-Akad.* Os.o, Vol. III, No. 1;

Bradbury, D., and E. Palmén, 1953: *On the existence of a polar front at the 500 mb level.* BAMS 34, 56—62 (5.1—145);

Centralnij institut prognozov, 1964; *Rukovodstvo po kratkosročnim prognozam,* Deo I. Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo;

Čadež, M., 1955: *Uber die orographische Zyklogenese und Antizyklogenese.* Ber. Dtsch. Wett. -dst, Nr. 22;

Čadež, M., 1960: *Thermodinamische Anticiklogeneze.* Geofisica pura e applicata, Milano, Bd. 47, s. 172—182;

Fitz-Roy, R., 1863: *Weather Book. A Manual of Practical Meteorology.* London;

Klein, W., 1957: *Principal Tracks and Mean Frequencies of Cyclons and Anticyclones in the Northern Hemisphere.* Washington D. C., US Weather Bureau, Research paper No. 40;

Meyer, K., 1952: *Die Bedeutung des Vertikalaustausches für das Bodendruckfeld.* Ann. der Meteor., Heft 7—12;

Namias, J., and P. F. Clapp, 1949: J. *Met.*, Vol. 7;

Palmen, E., 1951: *The Aerology of Extratropical Disturbances.* Compendium of Meteorology, American Meteorological Society, 599—620;

Palmen, E., and K. M. Nagler, 1948: *An analysis of the wind and temperature distribution in the free atmosphere over North America in case of approximstely westerly flow.* JM 5, 58—64;

Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting.* Second edition, Vol. I. New York — Toronto — London, McGraw-Hill, 428;

Radinović, Đ., 1962: *Analysis of the Cyclogenetic Effects in the West Mediterranean.* Bled, VIe Congres Internat. Meteor. Alpine, 33—40;

— 1965 a: *On Forecasting of Cyclogenesis in the West Mediterranean and Other Areas Bounded by Mountain Ranges by Baroclinic Model.* Arch. MetGeoph. Biokl. A 14, 279—299;

— 1965 b: *Cyclonic Activity in Yugoslavia and Surrounding Areas.* Arch. Met. Geoph. Biokl. A 14, 392—408;

Rex, D. F., 1950: *Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate.* Tellus, Vol. 2, No. 4, 275—300;

Sutcliffe, R. C., 1947: *A contribution to the problem of development.* Quart. J. Roy. Met. Soc. 73, 370—383;

Shaw, Sir Napier, 1921: *Forecasting Weather.* Second edition. London;

Tannehill, J. R., 1956: *Hurricanes. Princeton Univ.* Press, Ninth revised edition, 308;

Thompson, P. D., 1961: *Numerical Weather Analysis and Prediction.* New York, The Macmillan Company.

GLAVA VII

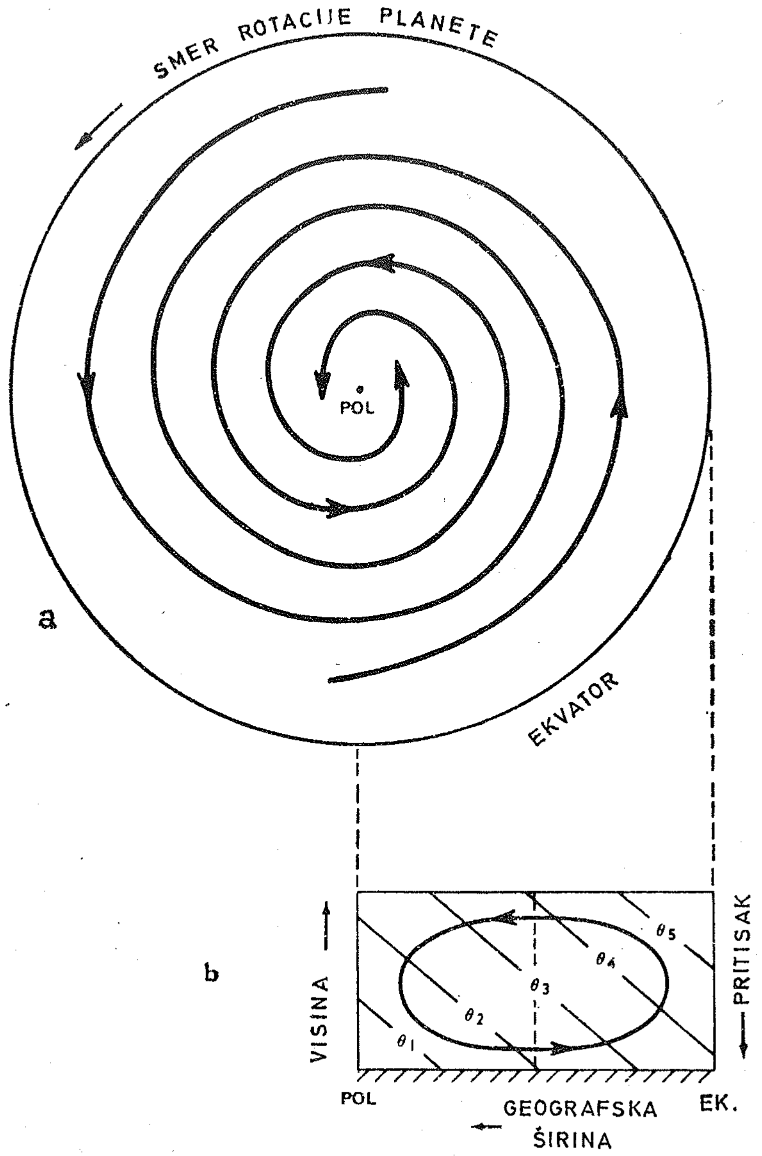
MODELI OPŠTE CIRKULACIJE ATMOSFERE

Pod opštom cirkulacijom atmosfere podrazumeva se celokupnost osnovnih oblika horizontalnih i vertikalnih kretanja pomoću kojih se ostvaruje razmena vazdušnih masa i toplote velikih razmera u atmosferi. U proučavanju mehanizma opšte cirkulacije atmosfere najveća pažnja se posvećuje kretanjima velikih razmera. Iz dosadašnjih proučavanja proizlazi da su osnovni oblici opšte cirkulacije atmosfere u uskoj vezi sa dva fizička činioca: rotacijom Zemlje i razlikom u zagrevanju između ekvatora i polova. Savremeno tumačenje opšte cirkulacije atmosfere u funkciji ova dva osnovna fizička činioca u nekoliko radova naročito lepo je prikazao Yale Mintz. Ovde će biti prikazana njegova teorija opšte cirkulacije atmosfere (Mintz, 1961).

Posmatrajmo Zemlju kao sferno telo koje rotira. Vertikalna dimenzija atmosfere prema njenim horizontalnim dimenzijama je vrlo mala pa posmatrana u planetarnim razmerama atmosfera izgleda kao tanak sloj fluida koji držan silom gravitacije obavija Zemlju kao sferno telo. Zraci koji stižu sa Sunca kao toplotnog izvora zbog njegove vrlo velike udaljenosti biće praktično međusobno paralelni i jednakog intenziteta. Međutim, zbog sfernog oblika Zemlje toplota koju prima jedinica površine smanjivaće se od ekvatora prema polovima (u srednjoj godišnjoj vrednosti). Ova razlika u toploti imaće za posledicu uspostavljanje termičke cirkulacije između ekvatora i polova. Pri tome je moguće da se razviju dva različita tipa cirkulacije: simetrični i talasni tip. Oba ova tipa cirkulacije imaju zajedničko to što se pri njihovom postojanju vrše dve osnovne funkcije. To su: 1) održavanje termičke ravnoteže na Zemlji transportovanjem toplote od ekvatora, kao izvora toplote, ka polovima kao izvorima hladnoće i 2) proizvođenje kinetičke energije potrebne da se održi cirkulacija nasuprot dejstva sile trenja.

7.1. **Simetrični tip opšte cirkulacije atmosfere.** Ovaj tip opšte cirkulacije je prikazan na sl. 7.1.1. Na delu slike 7.1.1a prikazano je horizontalno strujanje u gornjoj polovini atmosfere. U donjoj polovini horizontalno strujanje ima suprotan smer. Na delu slike 7.1.1b prikazan je simetrični tip cirkulacije na vertikalnom preseku ekvator-pol. Sa vertikalnog preseka se vidi da fluid na svim geografskim dužinama blizu ekvatora se diže, zatim struji prema polu u gornjem delu atmosfere, blizu pola se spušta i u donjem delu atmosfere struji ka ekvatoru. U isto vreme kao što se vidi na delu slike 7.1.1a fluid ima znatnu zonalnu komponentu u odnosu na Zemljinu površinu. Ova zonalna komponenta brzine u pravcu rotacije Zemlje povećava se u intenzitetu sa visinom. Karakteristika ovog tipa cirkulacije je da meridionalna i zonalna komponenta kretanja imaju istu vrednost na svim geografskim dužinama, tj. cirkulacija je simetrična u odnosu na pol. Po tome je ovaj tip cirkulacije i dobio naziv simetrični tip cirkulacije.

Posmatrajući sl. 7.1.1b vidimo da simetrični tip cirkulacije može da dovede do transporta toplote od ekvatora prema polu samo ako je vertikalni gradijent temperature manji od adijabatskog. Samo u tom slučaju postoje ekvipotencijalne površine u prostoru nagnute prema horizontalnoj ravni ka ekvatoru. Tada delići koji se kreću prema severu imaju višu potencijalnu temperaturu od onih koji se kreću ka jugu. S druge strane vazduh koji se spušta na polu je hladniji, a time i teži po jedinici zapremine, od vazduha koji se diže na ekvatoru zbog čega dolazi do proizvođenja kinetičke energije koja održava kretanje nasuprot trenju.



Sl. 7.1.1. Simetrični tip opšte cirkulacije (Mintz, 1961.)

a — strujnice toka na gornjim nivoima;
b — vertikalni presek koji pokazuje meridionalnu projekciju cirkulacije i izoterme potencijalne temperature

Za uspostavljanje i održavanje simetričnog tipa cirkulacije potrebno je da postoji izvestan gradijent srednje zonalne temperature prema polu $\left(-\frac{\partial \tilde{T}}{\partial f}\right)$. Međutim, da bi se transportovalo dovoljno toplote prema polu da se pri simetričnom tipu cirkulacije izravna razlika u širinskom zagrevanju $H_s = \Delta Q$ i time Zemljin vazdušni omotač održi u toplotnoj ravnoteži potrebno je da postoji određeni meridionalni gradijent temperature $\left(-\frac{\partial \tilde{T}}{\partial \varphi}\right)_{H_s=Q}$.

U ovom proučavanju koristićemo dvoparametarski (ili dvonivoski) model atmosfere prikazan na sl. 7.1.1. Kao što se sa ove slike vidi uvedena je pretpostavka da su horizontalne brzine linearna funkcija pritiska. U ovom razmatranju polazimo od jednačina kretanja u aproksimativnom obliku

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V_g \cdot \nabla V_g = -g \nabla z - \boldsymbol{k x} f V + \boldsymbol{F} \tag{7.1.1}$$

Ova jednačina se zove »kvazi-geostrofska« jednačina kretanja pošto je u izrazu za Coriolisovu silu korišćena totalna horizontalna brzina dok je u izrazima lokalnog i advektivnog ubrzanja korišćena geostrofska komponenta brzine.

Za slučaj zonalnog simetričnog toka

$$v_g \equiv \tilde{v}_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \tilde{z}}{\partial x} = 0$$

gde je v_g meridionalna komponenta geostrofskog vetra, a vijugavi znak iznad označava zonalni srednjak (srednju vrednost po x).

Kad se to uzme u obzir u jednačini (7.1.1), onda se zonalna komponenta za simetrični tok svodi na

$$\frac{\partial \tilde{u}_g}{\partial t} = f\tilde{v} + \tilde{F}_x.$$

Ako je cirkulacija stacionarna, tj. $\frac{\partial \tilde{u}_g}{\partial t} = 0$ imamo

$$\tilde{v} = -\frac{1}{f} \tilde{F}_x. \tag{7.1.2}$$

Ovde $\tilde{v}$ označava komponentu totalne srednje brzine prema severu a F_x komponentu sile trenja prema istoku. Iz jednačine (7.1.2) možemo odmah zaključiti da je pri stacionarnoj simetričnoj cirkulaciji meridionalna brzina takva da je na svakom nivou zonalna Coriolisova sila zbog meridionalne brzine jednaka zonalnoj sili trenja i da deluje u suprotnom pravcu.

Da bismo mogli izračunati meridionalnu komponentu vetra koju treba smatrati funkcijom meridionalnog gradijenta temperature potrebno je da poznajemo zonalnu komponentu trenja. U tom cilju, koristeći opisani model, zanemarićemo bočne sile trenja pa će zonalna komponenta sile trenja na nivou 1 biti

$$\tilde{F}_{x,1} = -g\left(\frac{\partial \tau_x}{\partial p}\right)_1 = -g\frac{(\tilde{\tau}_{x,2} - \tilde{\tau}_{x,0})}{(p_2 - p_0)}.$$

Ovde je $\tilde{\tau}_x$ zonalna komponenta efektivnog unutrašnjeg trenja (sila, po jedinici površine, kojom vazduh iznad horizontalne površine deluje na vazduh ispod nje). U našem slučaju je

$$\tilde{\tau}_{x,0} = 0, \quad p_0 = 0 \quad \text{i} \quad p_2 = \frac{1}{2} p_s$$

pa imamo

$$\tilde{F}_{x,1} = -\frac{2g}{p_s} \tilde{\tau}_{x,2}.$$

Brojni indeksi označavaju nivoe pritiska po slici 6.3.1. Pošto je

$$\tilde{\tau}_{x,2} \approx \mu_2 \left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}\right)_2$$

to imamo

$$\tilde{F}_{x,1} \approx -\frac{2g}{p_s} \mu_2 \left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}\right)_2 = \frac{2g^2}{p_s} \varrho_2 \mu_2 \left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial p}\right)_2 \tag{7.1.3}$$

gde μ predstavlja vertikalno turbulentno trenje.

Vertikalni izvod geostrofskog vetra sa visinom predstavlja termički vetar koji ćemo izraziti kao funkciju meridionalnog gradijenta temperature. Polazeći od definicije za geostrofski vetar

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y}$$

izvod geostrofskog vetra po pritisku će biti

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} = -\frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)$$

ili pomoću jednačine statike

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\varrho}\right).$$

Zamenom ϱ iz jednačine stanja dobijamo

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} = \frac{R}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{T}{p}\right).$$

Primenjeno u našem modelu na nivo 2 ovaj izraz će biti

$$\left(\frac{\partial u_g}{\partial p}\right)_2 = \frac{R}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{T_2}{p_2}\right).$$

Pošto se $p_2 = 1/2\ p_s$ u horizontalnom pravcu menja mnogo manje od T_2, to možemo pisati

$$\left(\frac{\partial u_g}{\partial p}\right)_2 = \frac{R}{f p_2} \frac{\partial T_2}{\partial y}.$$

S obzirom da se radi o sfernoj površini imamo

$$\frac{\partial T_2}{\partial y}=\frac{1}{a}\frac{\partial T_2}{\partial \varphi}$$

gde je a radijus Zemlje a φ geografska širina, odnosno

$$\left(\frac{\partial u_g}{\partial p}\right)_2=\frac{R}{afp_2}\frac{\partial T_2}{\partial \varphi}.$$

Koristeći ponovo jednačinu stanja imamo

$$\left(\frac{\partial u_g}{\partial p}\right)_2=\frac{1}{af\varrho_2 T_2}\left(\frac{\partial T_2}{\partial p}\right).$$

Usvajajući pretpostavku da je

$$\left(\frac{\partial u_g}{\partial p}\right)_2\approx\left(\frac{\partial u}{\partial p}\right)_2$$

jednačinu (7.1.3) možemo pisati u obliku

$$\tilde{F}_{x,1}=\frac{g}{afp_2 T_2}\mu_2\left(\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right).$$

Zamenjujući ovim izrazom zonalnu komponentu sile trenja u jednačini (7.1.2) dobijamo

$$\tilde{v}_1\approx\frac{2g^2}{af^2 p_s \tilde{T}_2}\mu_2\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right).$$

Primenivši ovu jednačinu na centralnu geografsku širinu gde je

$$f=2\Omega\cdot\sin 45°=\sqrt{2}\,\Omega$$

imamo

$$\tilde{v}_1\approx\frac{g^2\mu_2}{a\Omega^2 p_s T_2}\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) \tag{7.1.4}$$

Odavde se jasno vidi da pri stacionarnoj simetričnoj cirkulaciji meridionalna komponenta vetra je srazmerna meridionalnom gradijentu temperature i koeficijentu vertikalnog turbulentnog trenja, a obrnuto je srazmerna kvadratu ugaone brzine Zemlje. S obzirom na linearnu promenu vetra sa visinom u donjem delu atmosfere vetar je suprotan od onog u gornjem delu atmosfere, tj.

$$\tilde{v}_3=-\tilde{v}_1.$$

Transport energije u atmosferi kroz centralnu geografsku širinu pri simetričnom tipu cirkulacije dat je gotovo u celini transportom (c_pT+gZ) po jedinici masei Transport se vrši kroz površinu oblika pravougaonika čija je osnovica jednaka dužin.

uporednika na geografskoj širini 45° a visina odgovara visini atmosfere. Prema tome je transport energije kroz centralnu geografsku širinu:

$$H_s=\frac{2\pi a\cos 45°}{g}\int_0^{p_s}\tilde{v}(c_p\tilde{T}+gz)\,dp$$

odnosno

$$H_s=\frac{\sqrt{2}\pi a}{g}\int_0^{p_s}\tilde{v}(c_p\tilde{T}+gz)\,dp \tag{7.1.5}$$

Izraz pod integralom možemo približno napisati tako što će vetar i temperatura u gornjoj i donjoj polovini atmosfere biti predstavljeni njihovim vrednostima na srednjim nivoima, tj.

$$\tilde{v}(c_p\tilde{T}+gz)\approx\frac{1}{2}[\tilde{v}_1(c_p\tilde{T}_1+gz_1)+\tilde{v}_3(c_p\tilde{T}_3+gz_3)].$$

Zamenom u jednačini (7.1.5) i posle integraljenja dobijamo

$$H_s=\frac{\sqrt{2}\pi ap_s}{2g}[\tilde{v}_1(c_p\tilde{T}_1+gz_1)+\tilde{v}_3(c_p\tilde{T}_3+gz_3)].$$

Stavljanjem da je $\tilde{v}_3=-\tilde{v}_1$ dobijamo

$$H_s=\frac{\sqrt{2}\pi ap_s}{2g}\tilde{v}_1[cp(\tilde{T}_1-\tilde{T}_3)+g(z_1-z_3)]$$

odnosno

$$H_s=\frac{\sqrt{2}\pi ap_s}{2g}\tilde{v}_1\left[\left(1-\frac{\gamma}{\gamma_a}\right)g(z_1-z_3)\right]$$

gde smo uzeli u obzir da je

$$\gamma_a=\frac{g}{c_p}\quad\text{i}\quad\frac{T_1-T_3}{z_1-z_3}\approx\frac{\partial T}{\partial z}=-\gamma.$$

Može se pokazati iz jednačine hidrostatike da je

$$g(z_1-z_3)=\frac{p_s}{2\varrho_2}$$

a iz jednačine stanja

$$\frac{p_s}{2\varrho_2}=\frac{R^* T_2}{m}$$

gde je R^* univerzalna gasna konstanta, a m srednja molekulska težina vazduha. Zamenom ovih izraza u prethodnoj jednačini dobijamo da je

$$H_s=\frac{\sqrt{2}\pi ap_s s}{2g}\cdot\frac{R^*\tilde{T}_2}{m}\tilde{v}_1$$

gde je

$$s = 1 - \frac{\gamma}{\gamma_a}.$$

Posle zamene $\tilde{v}_1$ iz jednačine (7.1.4) dobijamo konačno odavde

$$H_s = \frac{\sqrt{2}\,\pi g R^* s}{2\,\Omega^2 m}\,\mu_2\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right).$$

Ova jednačina nam daje odnos između transporta toplote prema polu i meridionalnog gradijenta temperature pri stacionarnoj simetričnoj cirkulaciji.

Da bi se održala termička ravnoteža transport energije kroz centralnu geografsku širinu u pravcu pola mora biti jednak razlici absorbovane i izračene toplote u atmosferi između ekvatora i centralne geografske širine. Tu količinu toplote ćemo označiti sa ΔQ. Prema tome, termička ravnoteža se održava kada je $H_s = \Delta Q$ pa iz jednačine (7.1.6) sledi da je tada meridionalni gradijent temperature na centralnoj geografskoj širini pri stacionarnoj simetričnoj cirkulaciji:

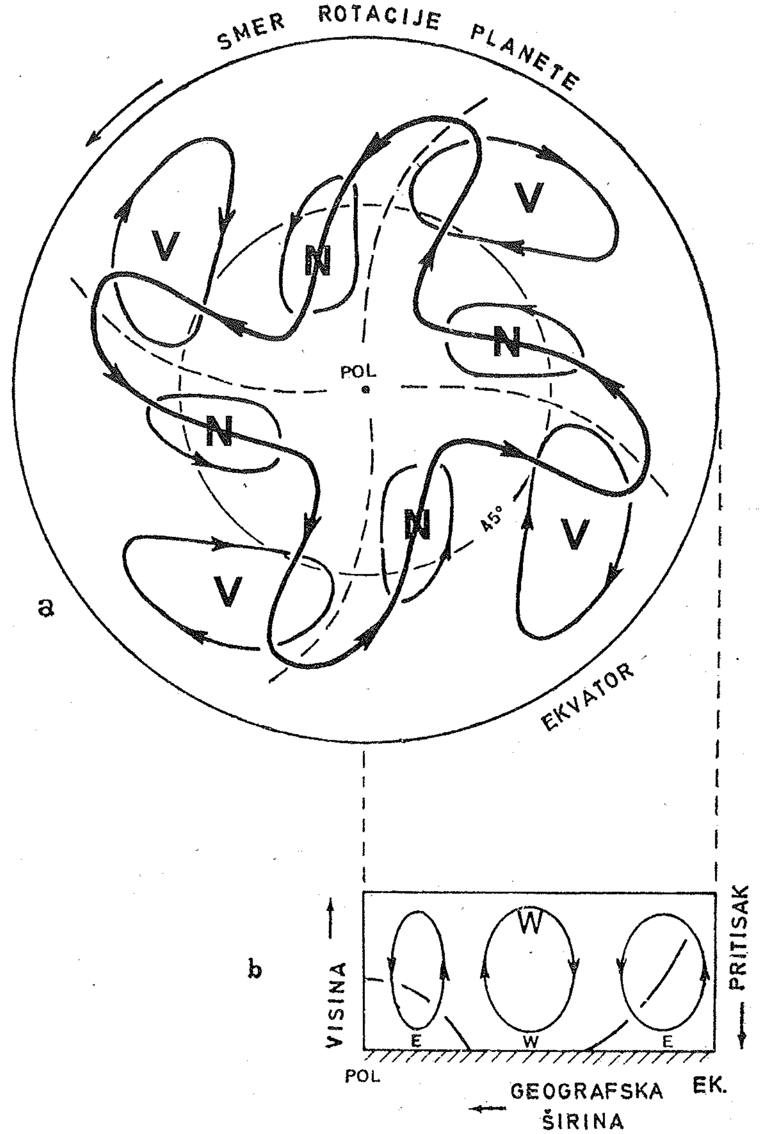
$$\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{H_s=\Delta Q} = \left(\frac{\sqrt{2}\,\Omega^2 m}{\pi g R^* s \mu_2}\right)\Delta Q \qquad (7.1.7)$$

Poznavajući fizičke parametre Ω, m, g, s i μ_2 i razliku toplote ΔQ pomoću poslednje jednačine možemo izračunati koliki treba da bude meridionalni gradijent temperature da bi pri simetričnom tipu cirkulacije Zemljina atmosfera se održavala u termičkoj ravnoteži. No, međutim, iz jednačine (7.1.7) se ne vidi da li je pri toj vrednosti gradijenta temperature simetrični tip cirkulacije dinamički stabilan. Naime, postoji izvesna kritična vrednost meridionalnog gradijenta temperature $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{\text{krit.}}$ ispod koje samo simetrični tip cirkulacije je dinamički stabilan a preko te vrednosti samo talasni tip opšte cirkulacije je dinamički stabilan. Da li će atmosfera imati simetrični ili talasni tip opšte cirkulacije po jednačini (7.1.7) zavisiće od toga da li je ΔQ manje ili veće od izvesne kritične vrednosti ΔQ_{krit}. Ovu kritičnu vrednost odredićemo pomoću teorije barokline nestabilnosti koja će biti izložena u sledećem poglavlju.

7.2. **Talasni tip opšte cirkulacije atmosfere.** Talasni tip opšte cirkulacije prikazan je na sl. 7.2.1. Za ovaj tip su karakteristične velike amplitude horizontalnih talasa u sredini i u gornjem delu atmosfere. U donjim slojevima atmosfere preovlađuje ćelijska cirkulacija (cikloni i anticikloni). Interesantno je još istaći da se centri ciklona, u proseku, nalaze bliže polu a centri anticiklona bliže ekvatoru. To važi za obe hemisfere. Kao posledica položaja ovih sistema, relativno zonalno strujanje računato u srednjoj vrednosti po svim dužinama je istočno blizu ekvatora i blizu polova a zapadno u umerenim širinama.

Osnovna karakteristika talasnog tipa cirkulacije je postojanje jezika toplog vazduha na nekim geografskim dužinama koji se kreću prema polu, dok na drugim geografskim dužinama na istom uporedniku i na istoj visini postoje jezici hladnog vazduha koji se kreću prema ekvatoru. Na taj način se vrši meridionalna razmena toplote i održava se toplotna ravnoteža u atmosferi. U isto vreme na jednom delu talasa topliji vazduh se diže a na drugom delu talasa hladniji vazduh se spušta pri

čemu se potencijalna energija pretvara u kinetičku. Pri stabilnoj stratifikaciji atmosfere dizanje vazduha je praćeno hlađenjem na višim nivoima a spuštanje zagrevanjem na nižim nivoima.



Sl. 7.2.1. Talasni tip opšte cirkulacije (Mintz, 1961),

a — strujnice toka na srednjim i višim nivoima (debele linije) i blizu Zemljine površine (tanke linije); N — niski pritisak, V — visoki pritisak;

b — vertikalni presek koji pokazuje zonalni srednjak meridionalne cirkulacije i zonalni srednjak zonalnog vetra, W — zapadni vetar, E — istočni vetar

Posmatrajući slike 7.1.1 i 7.2.1 vidimo da oba tipa cirkulacije predstavljaju jedan cirkulacioni vrtlog. Za proučavanje dinamičke stabilnosti cirkulacije i oblika talasnih poremećaja koji se razvijaju kad je ovaj vrtlog nestabilan koristi se kvazi-geostrofska jednačina vrtložnosti i jednačina termodinamike, tj.

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\boldsymbol{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) - f \nabla \cdot \boldsymbol{V} + \boldsymbol{k} \cdot \nabla x \boldsymbol{F} \qquad (7.2.1)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\boldsymbol{V} \cdot \nabla \Theta - \omega \frac{\partial \Theta}{\partial p} + \frac{\Theta}{c_p T} \dot{q} \qquad (7.2.2)$$

Ovo predstavlja polazni sistem jednačina u kome je

$$\boldsymbol{V}_g = \frac{g}{f} \boldsymbol{k x} \nabla z,$$

a

$$\zeta_g = \frac{g}{f} \nabla^2 z$$

vertikalna komponenta vrtložnosti geostrofskog vetra, Θ potencijalna temperatura i $\dot{q}$ iznos neadijabatskog zagrevanja po jedinici mase. Pri izvođenju jednačine vrtložnosti usvojene su pretpostavke da je

$$\boldsymbol{V}_g \cdot \nabla f = \boldsymbol{V} \cdot \nabla f \quad \text{i} \quad \zeta_g \ll f$$

Ovaj sistem jednačina treba sada da primenimo na naš model i to jednačinu vrtložnosti na nivo 1 i 3, a jednačinu termodinamike na nivo 2.

Najpre ćemo u jednačini (7.2.1) zameniti članove sa $\boldsymbol{V}_g$ i ζ_g pomoću geopotencijala Z a pomoću jednačine kontinuiteta

$$\nabla \cdot \boldsymbol{V} = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$$

zameniti

$$\nabla \cdot \boldsymbol{V}$$

Tada je

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{g}{f} \nabla^2 z\right) = -\frac{g}{f} \boldsymbol{k x} \nabla z \cdot \nabla \left(\frac{g}{f} \nabla^2 z + f\right) + f \frac{\partial \omega}{\partial p} + \boldsymbol{k} \cdot \nabla \boldsymbol{x F}$$

ili posle množenja cele jednačine sa f/g i uvođenja jakobijana

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = -J\left(z, \frac{g}{f} \nabla^2 z + f\right) + \frac{f^2}{g} \frac{\partial \omega}{\partial p} + \frac{f}{g} \boldsymbol{k} \cdot \nabla \boldsymbol{x F} \qquad (7.2.3)$$

Na nivou 1 biće

$$z = z_1 \quad \text{i} \quad \left(\frac{\partial \omega}{\partial p}\right)_1 \approx \frac{\omega_2 - \omega_0}{p_2 - p_0} = \frac{2}{p_s} \omega_2$$

pa zamenom u jednačini (7.2.3) imamo

$$\nabla^2 \frac{\partial z_1}{\partial t} = -J\left(z_1, \frac{g}{f} \nabla^2 z_1 + f\right) + \frac{2 f^2}{g p_s} \omega_2 + \frac{f}{g} \boldsymbol{k} \cdot \nabla \boldsymbol{x F}_1 \qquad (7.2.4)$$

Slično dobijamo za nivo 3:

$$z = z_3 \quad \text{i} \quad \left(\frac{\partial \omega}{\partial p}\right)_3 \approx \frac{\omega_4 - \omega_2}{p_4 - p_2} = -\frac{2}{p_s} \omega_2$$

pa zamenom u jednačini (7.2.3) imamo

$$\nabla^2 \frac{\partial z_3}{\partial t} = -J\left(z_3, \frac{g}{f} \nabla^2 z_3 + f\right) - \frac{2 f^2}{g p_s} \omega_2 + \frac{f}{g} \boldsymbol{k} \cdot \nabla \boldsymbol{x F}_3 \qquad (7.2.5)$$

Da bismo jednačinu termodinamike primenili na nivo 2 našeg modela, najpre ćemo uzeti u obzir da je

$$\Theta = T \cdot \left(\frac{p_s}{p}\right)^k$$

i zbog toga

$$\frac{\partial \Theta}{\partial p} = \Theta \left(\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{k}{p}\right).$$

Kako je

$$\frac{k}{p} = \frac{1}{c_p \varrho T}$$

to je

$$\frac{\partial \Theta}{\partial p} = \Theta \left(\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial p} - \frac{1}{c_p \varrho T}\right)$$

odnosno

$$\frac{\partial \Theta}{\partial p} = -\left(\frac{p_s}{p}\right)^k \frac{S}{c_p \varrho}.$$

Sad možemo ovaj izraz kao i izraz za Θ zameniti u jednačini (7.2.2):

$$\frac{\partial}{\partial t}\left[T\left(\frac{p_s}{p}\right)^k\right] = -\boldsymbol{V} \cdot \nabla \left[T\left(\frac{p_s}{p}\right)^k\right] + \left(\frac{p_s}{p}\right)^k \frac{S}{c_p \varrho} \omega + \left(\frac{p_s}{p}\right)^k \frac{1}{c_p} \dot{q} \qquad (7.2.6)$$

Primenom ove jednačine na nivo 2 u našem modelu biće

$$T = T_2, \quad \omega = \omega_2, \quad \varrho = \varrho_2, \quad \boldsymbol{V} = \boldsymbol{V}_2 \quad \text{i} \quad p = p_2 = \frac{p_s}{2} \quad \text{pa je} \quad \left(\frac{p_s}{p}\right)^k = 2^k$$

i posle zamene u jednačini (7.2.6) dobijamo da je

$$2^k \frac{\partial T_2}{\partial t} = -2^k \boldsymbol{V}_2 \cdot \nabla T_2 + 2^k \frac{S}{c_p \varrho_2} \omega_2 + 2^k \frac{1}{c_p} \dot{q}.$$

Odavde sledi, posle podele cele jednačine sa 2^k:

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = -V_2 \cdot \nabla T_2 + \frac{S}{c_p \varrho_2} \omega_2 + \frac{1}{c_p} \dot{q}. \qquad (7.2.7)$$

Iz jednačine stanja je $T_2 = \frac{p_2}{R \varrho_2}$, a kako je $p_2 = \frac{p_s}{2}$ i $R = \frac{R^*}{m}$ to možemo pisati

$$T_2 = \frac{m p_s}{2 R^* \varrho_2}$$

ili posle zamene u jednačini (7.2.7):

$$\frac{m p_s}{2 R^*} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{1}{\varrho_2}\right) = -\frac{m p_s}{2 R^*} V_2 \cdot \nabla \left(\frac{1}{\varrho_2}\right) + \frac{S}{c_p}\left(\frac{1}{\varrho_2}\right) \omega_2 + \frac{1}{c_p} \dot{q}.$$

Pomnoživši celu jednačinu sa

$$\frac{2 R^*}{m p_s}$$

dobijamo da je

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{1}{\varrho_2}\right) = -V_2 \cdot \nabla \left(\frac{1}{\varrho_2}\right) + \frac{2 R^* S}{m c_p p_s}\left(\frac{1}{\varrho_2}\right) \omega_2 + \frac{2 R^*}{m c_p p_s} \dot{q}.$$

Iz jednačine hidrostatike je

$$\frac{1}{\varrho_2} = -g \left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)_2$$

pa poslednja jednačina dobija oblik:

$$-g \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)_2 = g V_2 \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)_2 - \frac{2 g R^* S}{m c_p p_s}\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)_2 \omega_2 + \frac{2 R^*}{m c_p p_s} \dot{q}.$$

Ako pišemo približno

$$\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right)_2 \approx \frac{z_1 - z_3}{p_1 - p_3} = -\frac{2}{p_s}(z_1 - z_3) \quad \text{i} \quad V_2 = \frac{1}{2}(V_1 + V_3)$$

dobijamo posle zamene u poslednjoj jednačini:

$$\frac{\partial}{\partial t}(z_1 - z_3) = -\frac{1}{2}(V_1 + V_3) \cdot \nabla (z_1 - z_3) + \frac{2 R^* S}{m c_p p_3}(z_1 - z_3) \omega_2 + \frac{R^*}{g m c_p} \dot{q}.$$

Prvi član sa desne strane ove jednačine, kad se razvije i uvede operator jakobijan, može se pisati u obliku:

$$-\frac{1}{2}(V_1 + V_3) \cdot \nabla (z_1 - z_3) = \frac{g}{f} J(z_1, z_3) \qquad (7.2.8)$$

Time prethodna jednačina glasi:

$$\frac{\partial z_1}{\partial t} - \frac{\partial z_3}{\partial t} = \frac{g}{f} J(z_1, z_3) + \frac{2 R^* S}{m c_p p_s}(z_1 - z_3) \omega_2 + \frac{R^*}{g m c_p} \dot{q}.$$

Prema tome jednačine (7.2.4), (7.2.5) i (7.2.8) predstavljaju sistem jednačina za proučavanje barokline nestabilnosti cirkumpolarnog vrtloga a koji odgovara predstavljenom modelu atmosfere.

U slučaju kada su nam poznate vrednosti z_1 i z_3 u nekom početnom trenutku vremena t_o, a sila trenja F i dovod toplote $\dot{q}$ su poznate funkcije geostrofskog vetra, temperature vazduha i geografskog položaja ili kraće rečeno da je dovod toplote funkcija polja z_1 i z_3, onda sa pogodnim bočnim graničnim uslovima jednačine mogu biti rešene po nepoznatim

$$\frac{\partial z_1}{\partial t}, \ \frac{\partial z_3}{\partial t} \ \text{i} \ \omega_2.$$

Integracijom po vremenu dobija se buduće stanje polja z_1 i z_3 a implicitno i ω_2. Na taj način dobija se trodimenzionalno polje temperature, geostrofskog vetra i polja vertikalne brzine opisanog modela atmosfere.

Ovde ćemo silu trenja F i dovod toplote $\dot{q}$ zanemariti i polazni sistem jednačina u tom slučaju glasi

$$\nabla^2 \frac{\partial z_1}{\partial t} = -J\left(z_1, \frac{g}{f} \nabla^2 z_1 + f\right) + \frac{2 f^2}{g p_s} \omega_2 \qquad (7.2.9)$$

$$\nabla^2 \frac{\partial z_3}{\partial t} = -J\left(z_3, \frac{g}{f} \nabla^2 z_3 + f\right) - \frac{2 f^2}{g p_s} \omega_2 \qquad (7.2.10)$$

$$\frac{\partial z_1}{\partial t} - \frac{\partial z_3}{\partial t} = \frac{g}{f} J(z_1, z_3) + \frac{2 R^* S}{m c_p p_s}(z_1 - z_3) \omega_2 \qquad (7.2.11)$$

Pored zanemarivanja članova sa trenjem i za dovođenje toplote, a u cilju linearizacije ovog sistema jednačina, uvodi se pretpostavka da je zonalna komponenta geostrofskog vetra horizontalno uniformna i nezavisna od vremena. Pod uslovom da je geostrofski zonalni vetar u horizontalnom pravcu konstantan su faza i amplituda meridionalne komponente vetra nezavisne od y. Matematički formulisan ovaj uslov je:

$$z = -\frac{f}{g} U(p) y + z'(x, p, t) \quad \text{i} \quad \omega = \omega'(x, p, t).$$

Unošenjem dobivenih izraza u sistem jednačina (7.2.9)—(7.2.11) isti dobija oblik

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 z_1'}{\partial x^2} + U_1 \frac{\partial^3 z_1'}{\partial x^3} + \beta \frac{\partial z_1'}{\partial x} - \frac{2 f^2}{g p_s} \omega_2' = 0 \qquad (7.2.12)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 z_3'}{\partial x^2} + U_3 \frac{\partial^3 z_3'}{\partial x^3} + \beta \frac{\partial z_3'}{\partial x} + \frac{2 f^2}{g p_s} \omega_2 = 0 \qquad (7.2.13)$$

$$\frac{\partial z^*}{\partial t} + \overline{U} \frac{\partial z^*}{\partial x} - U^* \frac{\partial \overline{z}}{\partial x} + \frac{2 R^* S f}{g m c_p p_s} U^* y \omega_2' = 0 \qquad (7.2.14)$$

U poslednjoj jednačini veličine $\bar{z}$, $\bar{U}$, z^* i U^* imaju isto značenje kao i na strani 133. Ovde smo uzeli u obzir da je u poređenju sa ostalim linearnim članovima $(z_1'-z_3')\,\omega_2'\approx 0$ i da važi identitet

$$U_3\frac{\partial z_1'}{\partial x}-U_1\frac{\partial z_3'}{\partial x}\equiv\frac{1}{2}(U_1+U_3)\frac{\partial}{\partial x}(z_1'-z_3')-\frac{1}{2}(U_1-U_3)\frac{\partial}{\partial x}(z_1'+z_3') \qquad (7.2.15)$$

Sabiranjem jednačina (7.2.12) i (7.2.13) dobijamo

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2}{\partial x^2}(z_1'+z_3')+U_1\frac{\partial^3 z_1'}{\partial x^3}+U_3\frac{\partial^3 z_3'}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial}{\partial x}(z_1'+z_3')=0.$$

Zbir drugog i trećeg člana možemo pisati u obliku:

$$U_1\frac{\partial^3 z_1'}{\partial x^3}+U_3\frac{\partial^3 z_3'}{\partial x^3}=\frac{1}{2}(U_1+U_3)\frac{\partial^3}{\partial x^3}(z_1'+z_3')+\frac{1}{2}(U_1-U_3)\frac{\partial^3}{\partial x^3}(z_1'-z_3').$$

Posle zamene u prethodnoj jednačini i delenja sa 2 dobijamo:

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2\bar{z}}{\partial x^2}+\bar{U}\frac{\partial^3\bar{z}}{\partial x^3}+U^*\frac{\partial^3 z^*}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}=0 \qquad (7.2.16)$$

Oduzimanjem jednačine (7.2.12) od (7.2.13) posle pisanja razlike dva člana kao što je napisano u jednačini (7.2.15) i delenja sa 2 dobijamo:

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2}+\bar{U}\frac{\partial^3 z^*}{\partial x^3}+U^*\frac{\partial^3\bar{z}}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial z^*}{\partial x}+\frac{2f^2}{gp_s}\omega_2'=0 \qquad (7.2.17)$$

Da bismo eliminisali ω_2' kao treću nepoznatu i time sveli sistem od tri na sistem od dve jednačine sa dve nepoznate, rešićemo jednačinu (7.2.14) po ω_2', tj.

$$\omega_2'=-\frac{gmc_p p_s}{2R^*SfU^*y}\left(\frac{\partial z^*}{\partial t}+\bar{U}\frac{\partial z^*}{\partial x}-U^*\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}\right).$$

Uvrstivši ovu vrednost u jednačinu (7.2.17) dobijamo:

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2}+\bar{U}\frac{\partial^3 z^*}{\partial x^3}+U^*\frac{\partial^3\bar{z}}{\partial x^3}+\beta\frac{\partial z^*}{\partial x}-\mu^2\left(\frac{\partial z^*}{\partial t}+\bar{U}\frac{\partial z^*}{\partial x}-U^*\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}\right)=0 \qquad (7.2.18)$$

gde je

$$\mu^2=\frac{mc_p f}{R^*SU^*y}.$$

Jednačine (7.2.16) i (7.2.18) imaju elementarna rešenja u obliku

$$\left\{\begin{matrix}\bar{z}\\ z^*\end{matrix}\right\}=\left\{\begin{matrix}\bar{A}\\ A^*\end{matrix}\right\}e^{i\alpha(x-ct)}$$

Ovde je, kao i ranije, α konstantan broj talasa a c konstantna fazna brzina, koja može da bude i kompleksna. Prema gornjem je

$$\frac{\partial}{\partial t}=-c\frac{\partial}{\partial x}\quad\text{i}\quad\frac{\partial^2}{\partial x^2}=-\alpha^2.$$

Primenom ovih operatora u jednačine (7.2.16) i (7.2.18), dobijamo

$$[\alpha^2(c-\bar{U})+\beta]\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}-\alpha^2U^*\frac{\partial z^*}{\partial x}=0$$

$$U^*(\mu^2-\alpha^2)\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}+[(\alpha^2+\mu^2)(c-\bar{U})+\beta]\frac{\partial z^*}{\partial x}=0.$$

Ovo su dve linearne homogene algebarske jednačine sa nepoznatima $\frac{\partial\bar{z}}{\partial x}$ i $\frac{\partial z^*}{\partial x}$. Prema tome, ovaj sistem jednačina ima rešenja koja se razlikuju od nule samo u slučaju kad je determinanta njihovih koeficijenata jednaka nuli, kada je

$$\begin{vmatrix}\alpha^2(c-\bar{U})+\beta & -\alpha^2U^*\\ U^*(\mu^2-\alpha^2) & (\alpha^2+\mu^2)(c-\bar{U})+\beta\end{vmatrix}=0.$$

To je kvadratna jednačina za $(c-\bar{U})$. Rešenjem iste dobijamo u opštem slučaju dve vrednosti

$$(c-\bar{U})_{1,2}=-\frac{2\alpha^2\beta+\beta\mu^2}{2\alpha^2(\alpha^2+\mu^2)}\pm\sqrt{\left[\frac{2\alpha^2\beta+\beta\mu^2}{2\alpha^2(\alpha^2+\mu^2)}\right]^2-\frac{\beta^2+\alpha^2U^{*2}(\mu^2-\alpha^2)}{\alpha^2(\alpha^2+\mu^2)}}$$

ili rešeno po c:

$$c=\bar{U}-\frac{\beta(2\alpha^2+\mu^2)}{2\alpha^2(\alpha^2+\mu^2)}\pm\sqrt{\delta}$$

gde je

$$\delta=\frac{\beta^2(2\alpha^2+\mu^2)^2}{4\alpha^4(\alpha^2+\mu^2)^2}-\frac{\beta^2+\alpha^2U^{*2}(\mu^2-\alpha^2)}{\alpha^2(\alpha^2+\mu^2)}$$

odnosno

$$\delta=\frac{\beta^2\mu^4}{4\alpha^4(\alpha^2+\mu^2)}-U^{*2}\frac{\mu^2-\alpha^2}{\mu^2+\alpha^2}. \qquad (7.2.19)$$

Jednostavnije možemo tumačiti ovaj izraz ako U^* izrazimo pomoću meridionalnog gradijenta temperature:

$$U^*=\frac{1}{2}(U_3-U_1)=-\frac{1}{2}\frac{g}{f}\frac{\partial}{\partial y}(z_3-z_1) \qquad (7.2.20)$$

Iz jednačine statike pisane u konačnim razlikama i jednačine stanja imamo

$$(\Delta z)_2=z_1-z_3=-\frac{(\Delta p)_2}{g\varrho_2}=-\frac{R^*\tilde{T}}{mgp_2}(p_1-p_3).$$

Kako je $p_1 - p_3 = -p_2$, to je

$$z_3 - z_1 = -\frac{R^* \tilde{T}^2}{mg}.$$

Zamenom u jednačini (7.2.20), smatrajući da je samo $\tilde{T}_2$ funkcija od y, imamo

$$U^* = \frac{1}{2} \frac{R^*}{mf} \frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial y} \quad \text{ili} \quad U^* = -\frac{R^*}{2mf}\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial y}\right).$$

Kako je uobičajeno da se promena neke veličine na sfernoj površini izražava u funkciji poluprečnika i promene ugla to ćemo pisati

$$\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial y} = \frac{1}{a} \frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}$$

pa je najzad

$$U^* = -\frac{R^*}{2amf}\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right).$$

Posle zamene vrednosti U^* u jednačini (7.2.19) i izmene mesta članova na desnoj strani dobijamo

$$\delta = -\frac{R^{*2}}{4\alpha^2 m^2 f^2}\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 \frac{\mu^2 - \alpha^2}{\mu^2 + \alpha^2} + \frac{\beta^2 \mu^4}{4\alpha^4 (\alpha^2 + \mu^2)^2}.$$

Ako sad celu ovu jednačinu pomnožimo sa recipročnom vrednosti svih parametara koji se nalaze uz meridionalni gradijent temperature biće

$$\delta' = -\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 + \frac{\alpha^2 m^2 f^2 \beta^2 \mu^4}{R^{*2} \alpha^4 (\mu^4 - \alpha^4)}.$$

Vidimo da će u slučaju kada je $\mu^2 < \alpha^2$ talasni poremećaji biti uvek stabilni. U slučaju kada je $\mu^2 > \alpha^2$ izraz na desnoj strani može da se rastavi kao razlika kvadrata i pošto je stabilnost određena razlikom između prvog i drugog člana sa desne strane to je dovoljno zadržati samo jedan član razlike kvadrata

$$\delta'' = -\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) + \frac{amf\beta\mu^2}{R^* \alpha^2 (\mu^4 - \alpha^4)^{1/2}}.$$

Definišimo

$$\delta'' = -\delta^*$$

ili

$$\delta^* = \left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) - \frac{amf\beta\mu^2}{R^* \alpha^2 (\mu^4 - \alpha^4)^{1/2}} \tag{7.2.21}$$

Da bi talasni poremećaji bili stabilni treba da bude $\delta^* < 0$.

Iz ranijeg izlaganja znamo da je $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ odnosno

$$\beta = \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi}(2\Omega \sin \varphi) = \frac{2\Omega}{a} \cos \varphi.$$

Za geografsku širinu $\varphi = 45°$ je $\beta = \frac{\sqrt{2}\Omega}{a}$ i zamenom f i β biće

$$\delta^* = \left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) - \frac{2m\Omega^2 \mu^2}{R^* \alpha^2 (\mu^4 - \alpha^4)^{1/2}} \tag{7.2.22}$$

Neka dužina na koju se računa broj talasa bude širinski krug na geografskoj širini od 45°. Tada možemo pisati $\alpha = \frac{n}{r}$ gde je n broj talasa na pomenutom širinskom krugu, a

$$r = a \cos 45° = \frac{\sqrt{2}a}{2}.$$

Prema tome je

$$\alpha = \frac{\sqrt{2}n}{a}.$$

Posle zamene ovih vrednosti u (7.2.22) dobijamo

$$\delta^* = \left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) - \frac{a^2 m \Omega^2 \mu^2}{R^* n^2 \left(\mu^4 - \frac{4n^4}{a^4}\right)^{1/2}}$$

odnosno

$$\delta^* = \left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) - \frac{a^2 \Omega^2 m \lambda^2}{R^* n^2 (\lambda^4 - n^4)^{1/2}} \tag{7.2.23}$$

gde je

$$\mu^4 = \frac{4}{a^4} \lambda^4.$$

Da bismo što bolje sagledali fizički smisao parametra λ izrazićemo termički vetar sadržan u μ pomoću temperature i drugih lako merljivih veličina. Tako je obrazac

$$U^* y = \frac{1}{2}(U_3 - U_1) y = -\frac{1}{2} \frac{g}{f}(z_1 - z_3) = -\frac{R^* \tilde{T}_2}{2mf}.$$

Posle zamene i Coriolisovog parametra imamo

$$U^* y = \frac{\sqrt{2} R^* \tilde{T}_2}{4m\Omega}.$$

Uvrstivši ovu vrednost u μ dobijamo

$$\mu^2 = \frac{4m^2 \Omega^2 cp}{R^{*2} \tilde{T}_2 S}$$

odakle je

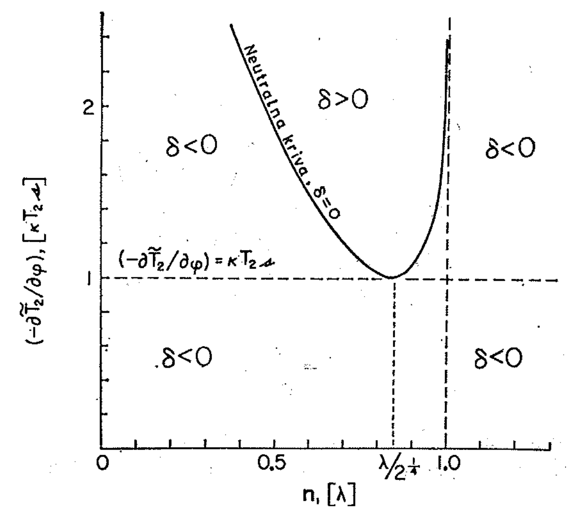
$$\lambda^2 = \frac{a^2}{2}\,\mu^2 = \frac{2\,a^2\,m^2 \Omega^2\,cp}{R^{*2}\,\tilde{T}_2\,S} \tag{7.2.24}$$

ili

$$\lambda = \frac{am\,\Omega}{R^*}\left(\frac{2\,cp}{\tilde{T}_2 S}\right)^{1/2} \tag{7.2.25}$$

Sada ćemo se vratiti na jednačinu (7.2.23). Iz ranijeg izlaganja sledi da u slučaju kad je $\delta^* < 0$ simetrični tip cirkulacije je dinamički stabilan i ukoliko se pojavi neki poremećaj na osnovnoj struji on će sa vremenom da iščezne. Međutim, ako je $\delta^* > 0$ onda poremećaj koji se javi dinamički je nestabilan pa se sa vremenom takav poremećaj povećava. To ima za posledicu dve stvari: 1) kinetička energija talasnog poremećaja se povećava i 2) transportom toplote na sever talasni poremećaj doprinosi smanjenju meridionalnog gradijenta temperature.

Diskusija jednačine (7.2.23) najbolje se može izvesti ako se konstruiše odgovarajući grafik. Ovu konstrukciju ćemo izvesti tako što ćemo nacrtati neutralnu krivu $\delta^*=0$ kao funkciju meridionalnog gradijenta temperature $\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}$ i broja talasa n. Tako konstruisana kriva prikazana je na sl. 7.2.2.



Sl. 7.2.2. Stabilnost simetričnog tipa sirkulacije kao funkcija gradijenta temperature usmerenog prema polu $(-\partial \tilde{T}_2/\partial\varphi)$ i broja planetarnih talasa n (Mintz, 1961.)

Iz sl. 7.2.2 vidi se da postoji neka kritična vrednost meridionalnog gradijenta temperature ispod koje je strujanje dinamički stabilno za poremećaje svih talasnih dužina. Ova kritična vrednost meridionalnog gradijenta temperature može se izračunati na sledeći način. Za $\delta^*=0$ dobijamo iz jednačine (7.2.23):

$$\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) = \frac{a^2\,\Omega^2\,m\,\lambda^2}{R^*\,n^2\,(\lambda^4 - n^4)^{1/2}}\,.$$

Množenjem ove jednačine sa imeniteljem na desnoj strani i zatim dizanjem na kvadrat dobija se

$$R^{*2}\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 n^8 - R^{*2}\,\lambda^4\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 n^4 + a^4\,\Omega^4\,m^2\,\lambda^4 = 0.$$

Kao što vidimo to je kvadratna jednačina za n^4 čiji su koreni

$$n^4_{1/2} = \frac{R^*\,\lambda^4\left(-\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 \pm \sqrt{\left[R^{*2}\,\lambda^4\left(-\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2\right]^2 - 4\,R^{*2}\left(\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 a^4\,\Omega^4\,m^2\,\lambda^4}}{2\,R^{*2}\left(-\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2}\,.$$

Pošto broj talasa n u minimumu krive $\delta^*=0$ ima samo jedno rešenje, to znači da diskriminanta treba da bude za taj slučaj jednaka nuli:

$$\left[R^{*2}\,\lambda^4\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2\right]^2 = 4\,R^{*2}\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)^2 a^4\,\Omega^4\,m^2\,\lambda^4.$$

Odavde dobijamo

$$\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) = \frac{2\,a^2\,\Omega^2\,m}{R^*\,\lambda^2}$$

odnosno posle zamene iz jednačine (7.2.24) biće

$$\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) = kT_2\,S \quad \text{gde je} \quad k = \frac{R^*}{mc_p}\,.$$

Kada $\left(-\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)$ pređe kritičnu vrednost kT_2S za poremećaje planetarnih talasa čiji je broj $n = \dfrac{\lambda}{2^{1/4}}$ je $\delta^* > 0$ dok je za kraće i duže talase još uvek $\delta^* < 0$. Kao što je još ranije rečeno broj talasa za koji talasni poremećaj najpre postaje nestabilan kad meridionalni gradijent temperature pređe kritičnu vrednost zove se dominantni broj talasa.

Posmatrajući sl. 7.2.2 vidimo da je δ^* pozitivno iznad većeg opsega talasnih dužina kad se meridionalni gradijent temperature poveća preko kritične vrednosti. Međutim, δ^* nije nikad pozitivno za broj talasa koji je veći od λ.

Zamislimo da je u jednom trenutku meridionalni gradijent temperature znatno manji od kritične vrednosti. Zbog razlike u zagrevanju na raznim geografskim širinama meridionalni gradijent temperature će se približavati svojoj kritičnoj vrednosti $\left(-\dfrac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right) = kT_2S$. Usled složenosti oblika na Zemljinoj površini i složenosti procesa u samoj atmosferi postoje uvek poremećaji malih amplituda svih talasnih dužina. Kada meridionalni gradijent temperature pređe svoju kritičnu vrednost poremećaji čije talasne dužine su blizu dominantnoj talasnoj dužini počeće da se povećavaju. Što se meridionalni gradijent temperature više udaljuje od kritične vrednosti to je $\delta^* > 0$ iznad sve većeg opsega talasnih dužina, ali δ^* ne može nikad biti pozitivno za

talasni broj od λ. Međutim, ovde je važno napomenuti da će talasni poremećaji transportovati toplotu prema polovima tim više što se više bude povećavala amplituda talasa i što bude veći pomak u fazi talasa sa visinom. U ovom slučaju pomak faze sa visinom je nagnut prema zapadu. To znači da se talas na većoj visini nalazi zapadnije od talasa na manjoj visini. Ako bi pomak faze bio u suprotnom pravcu onda bi transport toplote takođe bio suprotno usmeren.

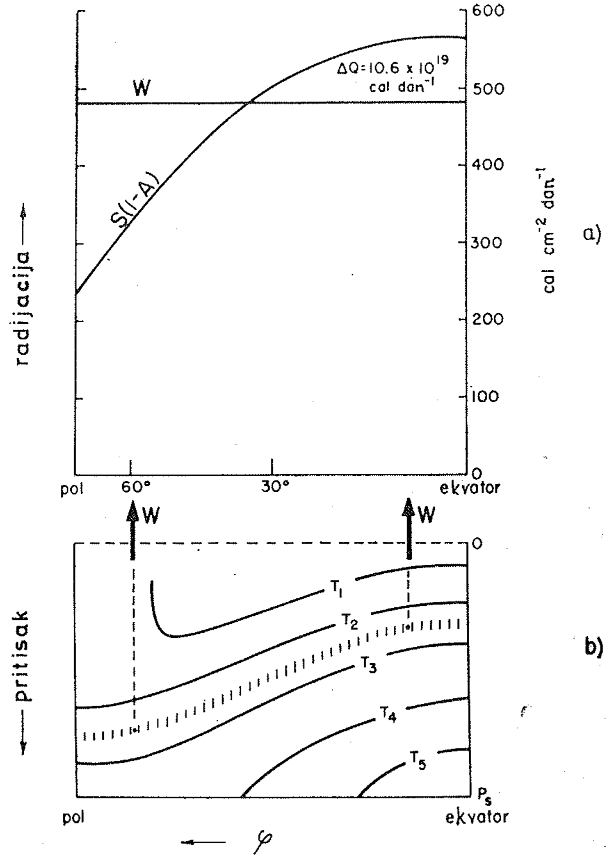
Kad talasi dostignu određenu amplitudu i pomak u fazi po vertikali uspostavlja se toplotna ravnoteža u meridionalnom pravcu, tj. imamo da je $H_w = \Delta Q$. S obzirom da postoji pomak u fazi talasa po vertikali amplituda talasa produžuje i dalje da se povećava čime se povećava i transport toplote prema polovima tako da H_w (transport toplote koji se vrši meridionalno talasnim tipom cirkulacije) postaje veći od ΔQ. To pak, dovodi do smanjenja meridionalnog gradijenta temperature sve dok ponovo ne bude ispod svoje kritične vrednosti. Kada je to dostignuto talasni tip cirkulacije počinje da slabi a zatim se transformiše u simetrični tip cirkulacije. Tako promene zonalnog i meridionalnog vetra i transporta toplote prema polu prolaze kroz ciklus pri kome se termička ravnoteža održava samo u proseku za duži period. Važno je još istaći da je meridionalna razmena toplote pri talasnom tipu cirkulacije znatno efikasnija nego pri simetričnom tipu. Zbog toga vrednost meridionalnog gradijenta temperature obično ne prelazi mnogo svoju kritičnu vrednost. Stoga dominantan broj talasa n_d je posebno važan jer se talasi sa dominantnim talasnim dužinama najčešće javljaju u Zemljinoj atmosferi.

7.3. **Opšta cirkulacija atmosfere Zemlje.** U prethodna dva poglavlja smo pokazali da tip cirkulacije na Zemlji zavisi od odnosa ΔQ i ΔQ_{krit}. S druge strane ove veličine se mogu relativno lako teorijski odrediti pa tako dovesti u vezu teorijska razmatranja sa stvarno osmotrenom cirkulacijom atmosfere na našoj planeti.

Veličina ΔQ je u prvoj aproksimaciji za Zemlju funkcija jedino spoljnih parametara koji su nam poznati. Stoga određivanje te veličine ne predstavlja neku posebnu teškoću. Tako je bilans toplote po jedinici horizontalne površine, koja je funkcija geografske širine, dat izrazom $/S(1-A)-W/$. Ovde S predstavlja energiju sunčevog zračenja, A Zemljin albedo i W energiju dugotalasnog izračivanja Zemlje i atmosfere. Veličinu S možemo dobiti za razne geografske širine iz astronomskih odnosa, a za albedo Zemlje je uobičajeno da se uzima srednja vrednost za celu planetu pa ćemo za naš model smatrati albedo konstantnim i uzeti vrednost $A=0{,}34$. Prema tome poznavajući ove dve veličine dobijamo srednju godišnju raspodelu toplote koja dolazi sa Sunca. Ona je približno opisana izrazom $S(1-A)$ i grafički je prikazana na sl. 7.3.1a.

Međutim, dugotalasno zračenje atmosfere i Zemlje, kao što grafik prikazuje, ne zavisi od geografske širine. Ovo proizlazi iz sledećih razloga. Oko 70% Zemljine površine je prekriveno vodenom površinom sa koje se, pod uticajem Sunčevog zračenja, vrši neprekidno isparavanje ogromnih količina vodene pare. Ova vodena para putem difuzije i turbulencije dopre do najviših slojeva atmosfere i možemo smatrati da se skoro cela atmosfera nalazi u stanju koje je blisko zasićenju. Vodena para ima tu osobinu da skoro sve dugotalasno zračenje koje dolazi sa Zemljine površine i iz donjih slojeva atmosfere apsorbuje. Prema tome dugotalasno zračenje u spoljni prostor ima svoj izvor samo u sloju vodene pare koji se nalazi u stratosferi. Taj sloj vodene pare ima približno istu temperaturu na svim geografskim širinama kao što se vidi na sl. 7.3.1b. Kako intenzitet dugotalasnog zračenja zavisi samo od temperature to je zračenje W naše planete u spoljni prostor približno konstantno na svim geografskim širinama kao što je prikazano na sl. 7.3.1a.

S obzirom da se Zemlja nalazi u termičkoj ravnoteži, to je vrednost W jednaka srednjoj širinskoj vrednosti veličine $S(1-A)$. Kako je ova veličina poznata, to proizlazi da zemljina površina između ekvatora i 37° geografske širine prima više toplote nego što izrači i to u iznosu $\Delta Q = 10{,}6 \cdot 10^{19}$ cal/dan $\approx 5{,}1 \cdot 10^{12}$ kj sec^{-1}. U isto vreme Zemljina površina između 37° geografske širine i pola izrači više nego što apsorbuje toplote i to tačno u istom iznosu. Kad ne bi bilo meridionalne razmene toplote ovako neravnomerna raspodela toplote na Zemljinoj površini prouzrokovala bi porast meridionalnog gradijenta temperature za 0,3 °C po radijanu na dan.



Sl. 7.3.1. Model bilansa zračenja za Zemlju i atmosferu (Mintz, 1961.)

Da bismo izračunali vrednost ΔQ_{krit}, za model atmosfere Zemlje uzećemo sledeće vrednosti parametara: $a = 6{,}37 \cdot 10^6$ m, $g = 9{,}81$ m sec^{-2}, $\Omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}$ sec^{-1}, $T_2 \approx 260$ °K; zatim atmosferu smatramo kao mešavinu od 80% azota i 20% kiseonika tako da je $c_p = 1004$ kj t^{-1}grad^{-1} a $\frac{R^*}{m} = 287$ kj t^{-1}grad^{-1}.

Izvesnu teškoću predstavlja određivanje vertikalnog turbulentnog trenja μ. Vrednost ove veličine u slobodnoj atmosferi Zemlje još nije dobro poznata a znamo da se znatno menja u prostoru i vremenu. U nedostatku tačnije vrednosti obično se u poslednje vreme koristi srednja vrednost koju je dao Palmen (1955) i koja iznosi

$$\mu \approx 2{,}2 \cdot 10^{-2}\, t\ \text{m}^{-1}\ \text{sec}^{-1}.$$

Ostaje nam još da odredimo faktor stabilnosti S. Za naš model atmosfere uzećemo vrednost koja je bliska srednjoj osmotrenoj vrednosti za celu debljinu atmosfere a to je $\gamma \approx \frac{\gamma_a}{2}$. Tada je

$$S = \left(1 - \frac{\gamma}{\gamma_a}\right) = 0{,}5\,.$$

Pomoću navedenih vrednosti parametara dobijamo za naš model atmosfere da pozitivni bilans toplote između ekvatora i 37° geografske širine iznosi $\Delta Q =$ $= 5{,}1 \cdot 10^{12}$ kjsec^{-1}. Da bi se sva ova količina toplote mogla transportovati kroz centralnu geografsku širinu na sever gde je negativan toplotni bilans u istom iznosu pri simetričnom tipu cirkulacije potrebno bi bilo da je $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{H_s=\Delta Q} = 310\,°\mathrm{C/rad}$. Međutim, kritična dinamička granica meridionalnog gradijenta temperature je $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{\mathrm{krit}} = 38\ °\mathrm{C/rad}$. Pri ovoj veličini meridionalnog gradijenta moguće je pri simetričnom tipu cirkulacije da se transportuje na sever samo iznos od $\Delta Q_{\mathrm{krit}} =$ $= 0{,}6 \cdot 10^{12}$ kjsec^{-1}.

Odavde vidimo da je količina toplote u Zemljinoj atmosferi koja treba da se transportuje kroz centralnu geografsku širinu na sever 8,5 puta veća od kritične vrednosti. Zbog toga se u Zemljinoj atmosferi razvijaju planetarni talasi. Pošto su vrednosti parametara uzetih za naš model atmosfere $\lambda = 6{,}36$ a $n_d = (5{,}4) \approx 5$, to će broj talasa oko Zemlje biti jednak najbližem celom broju koji označava dominantan broj talasa, tj. u našem slučaju broj 5. Na geografskoj širini 45° ovom broju talasa odgovara talasna dužina

$$L_\alpha = \frac{2\,\pi a \cos{(45°)}}{n_d} = 5300 \text{ km}.$$

Napred dobijene vrednosti odnose se na model atmosfere u kome ne dolazi do oslobađanja latentne toplote puten kondenzacije. Uvođenjem procesa kondenzacije u naš model obuhvatamo jednu od bitnih karakteristika stvarne atmosfere. Razume se, proces kondenzacije ćemo smatrati posledicom vertikalnog kretanja ω_2. Tada moramo da suvoadijabatski gradijent temperature γ_a zamenimo sa vlažnoadijabatskim γ_{wa} iznad jedne polovine područja kojeg obuhvata talas. Prema tome kada se razvije talasni tip cirkulacije i vertikalna premeštanja vazduša dovedu do kondenzacije moramo stabilnost S zameniti sa S^*, gde je

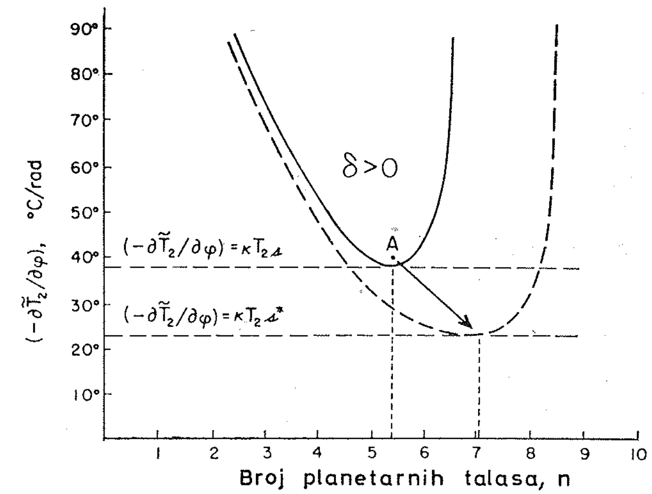
$$S^* = \frac{1}{2}\left[\left(1 - \frac{\gamma}{\gamma_a}\right) + \left(1 - \frac{\gamma}{\gamma_{\omega a}}\right)\right]$$

Za $\gamma_{wa} \approx 0{,}6$ °C/100 m je $S^* \approx 0{,}3$. Uvođenje procesa kondenzacije i zamena S sa S^* u našem modelu u slučajevima kada su talasi dobro razvijeni dovodi do dve važne posledice:

1) Kritična vrednost meridionalnog gradijenta temperature se smanjuje a time se smanjuje i vreme za koje je potrebno da se uspostavi ravnotežna vrednost meridionalnog gradijenta temperature $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)$. Pri tome se dominantni broj talasa vrlo malo menja pošto n_d varira u obrnutom odnosu sa kvadratnim korenom od S.

2) Promena stabilnosti od S na S^* u slučaju kada su talasi razvijeni dovodi do uslova superkritičke nestabilnosti što ima za rezultat naglo uvećanje talasa u slučaju posmatranom u jednoj dimenziji a do nagle ciklogeneze u dvodimenzionalnom sistemu.

Opisani efekti su prikazani na sl. 7.3.2. Da bismo ovu pojavu što bolje razumeli zamislimo početno stanje u kome je meridionalni gradijent temperature ispod kritične vrednosti i cirkulacija je simetrična. To znači da je $H_s < \Delta Q$ i meridionalni gradijent temperature se postepeno povećava sa vremenom. Proces kondenzacije ne postoji i cirkulacija je dinamički stabilna sve dok $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)$ ne dostigne kritičnu vrednost kT_2S za nezasićeni vazduh. U trenutku kada gradijent temperature dostigne vrednost kT_2S, kao što je pokazano na sl. 7.3.2 tačkom A, poremećaj dominantne talasne dužine počinje se uvećavati.



Sl. 7.3.2. Pojava hiperkritične nestabilnosti atmosferskih talasa kao posledica talasima prouzrokovane kondenzacije (Mintz, 1961.)

Međutim, kada je $H_w = \Delta Q$ vertikalno kretanje poremećaja koji se uvećavaju dovodi do kondenzacije u delu talasa gde postoji ascendentno kretanje vazduha. Zbog toga se kriterijum stabilnosti naglo menja od kT_2S na kT_2S^*. Poremećaji u tački A pre pojave kondenzacije imali su samo neznatnu vrednost porasta, pošto je ova tačka ležala blizu neutralne krive $\delta(s) = 0$. U stvari ova tačka u kojoj najpre nastupa uvećavanje poremećaja sa dominantnom talasnom dužinom ne može nikad da leži daleko od ove neutralne krive pošto data veličina ΔQ može povećavati meridionalni gradijent temperature samo vrlo sporo. Međutim, posle pojave kondenzacije poremećaji u tački A naćiće se daleko od nove neutralne krive $\delta^*(s^*) = 0$. S obzirom da je $S^*/S \approx 3/5$ to možemo zaključiti da oko 2/3 od ukupne potencijalne energije koja se gomilala u uspostavljanju gradijenta temperature do njegove vrednosti kT_2S sada je na raspoloženju za brzu transformaciju u kinetičku energiju talasa. Prema tome u ovom modelu atmosfere talasi koji bi rasli sasvim sporo i do umerenih amplituda kada meridionalni gradijent temperature pređe svoju kritičnu vrednost odozdo i bez kondenzacije — kad se pojavi kondenzacija — rasli bi vrlo brzo i amplitude bi im bile znatno veće za kraće vreme. Pri velikim aplitudama biće $H_w \gg \Delta Q$ pa će to dovesti do brzog smanjenja meridionalnog gradijenta temperature do kritične

vrednosti za zasićen vazduh kT_2S^*. Tek posle smanjenja vrednosti $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)$ do ispod vrednosti kT_2S^* dolazi do iščezavanja talasa i ciklus počinje ispočetka. Međutim, kad ciklus otpočne ispočetka kritična vrednost $\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)$ je ponovo određena vrednošću kT_2S.

Tabela 7.3.1 sadrži teorijski dobijene kritične vrednosti meridionalnog gradijenta temperature, dominantnih talasnih brojeva i srednjeg kvadratnog korena meridionalnog vetra za opisani model atmosfere. U njoj nalazimo i vrednosti istih veličina osmotrenih u stvarnoj Zemljinoj atmosferi. Sve vrednosti predstavljaju godišnje srednjake.

Tabela 7.3.1. **Kritične vrednosti meridionalnog gradijenta temperature, dominantnih talasnih brojeva i srednjeg kvadratnog korena meridionalnog vetra za Zemljinu atmosferu**

Izračunato	Osmotreno
$\left(-\frac{\partial T_2}{\partial \varphi}\right)_{krit, s=0,5} = 38°C/rad$	$\left(-\frac{\partial T_2}{\partial \varphi}\right) = 29°C/rad$
$\left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{krit, s^*=0,3} = 23°C/rad$	
$n_{d,s=0,3} = (5,4) \approx 5$	
$n_{d,s=0,5} = 7$	$n_a = 6$ ili 7
$SKK\,(V_2)_{1/w=\Delta Q} \approx 9$ m sec^{-1}	$SKK\,(V_2) = 10,6$ m sec^{-1}

Upoređujući ove vrednosti vidi se da je saglasnost između teorijski izvedenih veličina za opisani model atmosfere i osmotrenih veličina za stvarnu atmosferu Zemlje veoma dobra. Osmotreni meridionalni gradijent temperature nalazi se na sredini između dve granične vrednosti teorijski dobivene. Osmotreni dominantni talasni broj kao i osmotreni kvadratni koren meridionalnog vetra vrlo je blizak teorijski dobivenoj vrednosti.

Veličina ΔQ za Zemljinu atmosferu je približno jednaka kao i za Zemlju (uzeto u celini) samo ako se uzme srednja vrednost za celu godinu. U pojedinim sezonama potrebno je da se dodaje ili oduzima količina toplote koja je akumulirana najvećim delom u okeanima. Međutim, ova akumulirana toplota još uvek je nedovoljno poznata i sezonska varijacija veličine ΔQ može se samo u grubom proceniti merenjem transporta toplote kroz centralnu geografsku širinu prema polu. Na ovaj način Mintz (1955) je ustanovio da je

$$\Delta Q_{\text{leto}} \approx 2 \cdot 10^{12} \text{ kj sec}^{-1} \qquad \left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{\text{leto}} = 22°C/rad$$

$$\Delta Q_{\text{zima}} \approx 8 \cdot 10^{12} \text{ kj sec}^{-1} \qquad \left(-\frac{\partial \tilde{T}_2}{\partial \varphi}\right)_{\text{zima}} = 36°C/rad$$

To znači da se u toku zime četiri puta više toplote transportuje kroz centralnu geografsku širiun prema polu nego u toku leta.

Velika razlika u meridionalnom transportu toplote kao i u zagrevanju atmosfere od podloge u raznim sezonama ima za posledicu znatnu sezonsku promenu statičke stabilnosti S i S^*. Tako je, npr. u centralnim delovima Azijskog kontinenta statička stabilnost u toku zime nekoliko puta veća nego u toku leta. Sezonska kolebanja statičke stabilnosti iznad okeana i iznad oblasti koje su pod većim uticajem strujanja sa okeana je manje izrazita. Uticaj sezonske promene meridionalnog transporta toplote na promenu statičke stabilnosti prouzrokovan je vertikalnim transportom toplote koji je pri talasnom tipu cirkulacije srazmeran meridionalnom transportu.

Prema jednačini (7.2.25) vidi se da dominantni broj talasa zavisi od kvadratnog korena statičke stabilnosti. Zbog takve veze, uprkos znatne sezonske promene statičke stabilnosti talasni broj će se neznatno menjati od jedne do druge sezone. Tako je osmotreno da se u toku zime obično nalazi 5—6 a u toku leta 7—8 talasa iznad severne hemisfere.

Statička stabilnost atmosfere je funkcija horizontalnog i vertikalnog transporta toplote. Kako je izračunavanje transporta toplote dosta težak posao to je i statička stabilnost još uvek nedovoljno proučena. Međutim, nije samo to nedostatak modela kojeg smo ovde opisali. Ovaj Mintzov model je zasnovan na prostoj linearnoj teoriji. Zbog toga ona ne može da uzme u račun evoluciju cirkulacije s obzirom na njenu promenu sa geografskom širinom već samo u odnosu na centralnu geografsku širinu. Stoga pomoću ovog modela možemo da pratimo povećanje talasa a ne i povećanje ciklona i anticiklona. Model koji se zasniva na osnovnim jednačinama u kojima su zadržani nelinearni članovi može da iskaže sisteme sa zatvorenom cirkulacijom —ciklone i anticiklone. O nekim najnovijim takvim modelima biće reči u narednim poglavljima.

7.4. — **Sistem σ.** U dosadašnjem razmatranju fizičkih jednačina u analizi procesa u atmosferi korišćena su dva koordinatna sistema x, y, z, t i x, y, p, t. Oba ova sistema imaju isti nedostatak u planinskim oblastima gde donja granica atmosfere nije istovremeno i koordinatna površina. Da bi uklonio ovaj nedostatak i tako doprineo jednostavnijem razmatranju procesa i lakšem izračunavanju fizičkih veličina u atmosferi Norman Phipllips (1956) je predložio upotrebu novog koordinatnog sistema koji je po vertikalnoj osi dobio naziv sistem σ.

Taj novi koordinatni sistem se dobija zamenom vertikalne ose p u x, y, p, t-sistemu sa nezavisno promenljivom $\sigma = \frac{p}{p_s}$. Ovde je $p_s = p_s\,(x, y, t)$ i predstavlja pritisak na zemljinoj površini. Nezavisno promenljiva σ raste monotono od vrednosti nula na gornjoj granici atmosfere do jedinice na Zemljinoj površini. Odnos između sistema x, y, σ, t i sistema x, y, p, t razmatraćemo promenom neke veličine a u oba sistema. Promena veličine a na odstojanju δx duž x-ose u sistemu σ biće

$$\left.\frac{\partial a}{\partial x}\right|_\sigma \delta x = \left.\frac{\partial a}{\partial x}\right|_p \delta x + \frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial \sigma}{\partial p}\delta p \qquad (7.4.1)$$

Indeksi σ i p označavaju da se diferenciranje vrši duž tih površina. Odavde dobijamo

$$\left.\frac{\partial a}{\partial x}\right|_\sigma = \left.\frac{\partial a}{\partial x}\right|_p + \frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial \sigma}{\partial p}\left.\frac{\partial p}{\partial x}\right|_\sigma \qquad (7.4.2)$$

Razmotrimo sad drugi član na desnoj strani ove jednačine. Prema definiciji veličine σ je

$$\frac{\partial \sigma}{\partial p} = \frac{1}{p_s} \quad \text{i} \quad \left.\frac{\partial p}{\partial x}\right|_\sigma = \sigma \left.\frac{\partial p_s}{\partial x}\right|_\sigma$$

Kad uzmemo ovo u obzir drugi član na desnoj strani biće

$$\frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial \sigma}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial x}\bigg|_\sigma = \frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial p_s}{\partial x}\bigg|_\sigma \tag{7.4.3}$$

Prema tome, iz jednačine (7.4.2) dobijamo da je $\frac{\partial a}{\partial x}\Big|_p$ promena neke veličine a duž ose x na izobarskoj površini p na sledeći način vezana sa odgovarajućom promenom veličine a u sistemu σ:

$$\frac{\partial a}{\partial x}\bigg|_p = \frac{\partial a}{\partial x}\bigg|_\sigma - \frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial p_s}{\partial x}\bigg|_\sigma$$

Slično će odnos između ova dva koordinatna sistema za ose y i t biti

$$\frac{\partial a}{\partial y}\bigg|_p = \frac{\partial a}{\partial y}\bigg|_\sigma - \frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial p_s}{\partial y}\bigg|_\sigma$$

$$\text{i}\quad \frac{\partial a}{\partial t}\bigg|_p = \frac{\partial a}{\partial t}\bigg|_\sigma - \frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial a}{\partial \sigma}\frac{\partial p_s}{\partial t}\bigg|_\sigma$$

Ako sada mesto proizvoljno uzete veličine a stavimo geopotencijal Φ i tako dobijene izraze zamenimo u horizontalne jednačine kretanja imaćemo

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma}\frac{\partial p_s}{\partial x} + fv + F_x$$

$$\text{i}\quad \frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} + \frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial p_s}{\partial y} - fu + Fy \tag{8.4.4}$$

Kao što se vidi ove jednačine se razlikuju od analognih jednačina u sistemu x, y, p, t samo po uključivanju izraza $\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma}$. Ovaj izraz, u stvari, predstavlja promenu geopotencijala sa visinom. Pošto možemo pisati

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = \frac{\partial \sigma}{\partial p}\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = \frac{1}{p_s}\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma}$$

to pomoću jednačine hidrostatike i jednačine stanja dobijamo da je

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma} \tag{7.4.5}$$

Izraz $\frac{\sigma}{p_s}\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma}$ u jednačini kretanja može se prema potrebi zameniti izrazom $-\frac{RT}{p_s}$. Napominjemo da je Φ poznato na Zemljinoj površini, tj. na $\delta=1$. Ako nam je dalje poznato $T(\delta)$ možemo primenom jednačine (7.4.5) integracijom dobiti $\Phi(\delta)$.

Jednačina kontinuiteta u sistemu x, y, p, t je

$$\nabla p\, V + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \tag{7.4.6}$$

gde je V horizontalna brzina vetra a $\omega = \frac{dp}{dt}$. Očigledno je

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \frac{d}{dt}(p_s\sigma) = \sigma\frac{dp_s}{dt} + p_s\frac{d\sigma}{dt},$$

ili

$$\omega = \sigma\frac{\partial p_s}{\partial t} + \sigma V\cdot\nabla\cdot p_s + p_s\dot\sigma.$$

Kad ovaj izraz diferenciramo po p imajući u vidu da je

$$\frac{\partial}{\partial p} = \frac{\partial}{\partial \sigma}\frac{\partial \sigma}{\partial p} = \frac{1}{p_s}\frac{\partial}{\partial \sigma}\quad \text{i}\quad \frac{\partial p_s}{\partial \sigma} = 0$$

dobijamo

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{1}{p_s}\left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + V\cdot\nabla p_s + \sigma\nabla p_s\cdot\frac{\partial V}{\partial \sigma} + p_s\frac{\partial \dot\sigma}{\partial \sigma}\right).$$

Član divergencije u jednačini (7.4.6) napisan u sistemu σ glasi

$$\nabla_p V = \nabla\cdot V - \frac{\sigma}{p_s}\nabla p_s\cdot\frac{\partial V}{\partial \sigma}.$$

Prema tome posle zamene u jednačini (7.4.6) i množenja cele jednačine sa p_s jednačina kontinuiteta u sistemu σ ima oblik

$$\nabla\cdot p_s V + \frac{\partial p_s}{\partial t} + p_s\frac{\partial \dot\sigma}{\partial \sigma} = 0.$$

S obzirom da je $\sigma = o$ na gornjoj granici atmosfere, to integraljenje jednačine kontinuiteta u granicama od nule do σ daje

$$p_s\dot\sigma = -\int_0^\sigma \nabla\cdot p_s V d\sigma - \sigma\frac{\partial p_s}{\partial t}.$$

Ukoliko integraciju produžimo na celu atmosferu onda, s obzirom da je na donjoj granici $\sigma=1$ i $\dot\sigma=0$, iz jednačine kontinuiteta dobijamo lokalnu promenu pritiska u prizemlju, tj.

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\int_0^1 \nabla p_s V d\sigma. \tag{7.4.7}$$

Jednačina prvog principa termodinamike napisana u obliku

$$\frac{d}{dt}(\ln \Theta) = \frac{1}{c_p T}\dot{q}$$

kao i jednačina stanja $p\alpha = RT$ kao što vidimo zadržavaju isti oblik u sistemu σ kao i u sistemu z i p.

Napisane jednačine u sistemu σ sa nezavisno promenljivim v, Φ, Θ, T, p_s počinju sve više da se koriste poslednjih godina u numeričkim metodima prognoze vremena i u modelima opšte cirkulacije atmosfere. O jednom takvom modelu opšte cirkulacije kojeg je formulisao Yale Mintz biće govora u narednom poglavlju.

7.5. **Model opšte cirkulacije atmosfere sa primitivnim jednačinama.** U saradnji sa A. Arakawom Mintz je 1964. prikazao nov model opšte cirkulacije atmosfere koji je zasnovan na primitivnim jednačinama atmosferskog kretanja. U ovim jednačinama zadržani su članovi zagrevanja i trenja. Kao početne uslove Mintz je pretpostavio izotermno stanje i stanje mirovanja cele atmosfere. Model obuhvata celu troposferu i uzima u obzir termičke razlike između kontinenata i okeana. Takođe su uzeti u obzir i veći planinski masivi na Zemljinoj površini. Prema elementima koji su uzeti u obzir može se reći da je ovo najpotpuniji model opšte cirkulacije atmosfere koji je dosad formulisan.

Sve jednačine korišćene u ovom modelu izvedene su i napisane u sistemu x, y, σ, t. Pri tome vertikalna osa σ je definisana kao

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_s - p_T} \qquad (7.5\ 1)$$

gde p označava pritisak, p_s pritisak na Zemljinoj površini i p_T=const predstavlja srednji pritisak na visini tropopauze.

Sistem primitivnih jednačina u kojima su sadržane promene u stanju atmosfere sastoji se iz 6 jednačina. Ove jednačine za horizontalne komponente kretanja (7.4.3) mogu biti napisane u vidu jedne vektorske jednačine:

$$\frac{dV}{dt} = -\nabla\Phi - \frac{\sigma RT}{\sigma(p_s - p_T) + p_T}\nabla p_s - 2\,\Omega_z \,x\, V + F \qquad (7.5.2)$$

gde drugi član na desnoj strani ove jednačine sledi iz relacije (7.4.3) i definicije σ date u (7.5.1):

$$\left.\frac{\partial\Phi}{\partial\sigma}\frac{\partial\sigma}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial x}\right|_\sigma = \frac{\partial\Phi}{\partial\sigma}\frac{\sigma}{p_s - p_T}\frac{\partial p_s}{\partial x} = \frac{\sigma}{p_s - p_T}\frac{\partial\Phi}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial\sigma}\frac{\partial p_s}{\partial x}.$$

Pošto je

$$\frac{\partial\Phi}{\partial p} = -\alpha \quad \text{i} \quad \frac{\partial p}{\partial\sigma} = p_s - p_T \quad \text{to je}$$

$$\left.\frac{\partial\Phi}{\partial\sigma}\frac{\partial\sigma}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial x}\right|_\sigma = -\sigma\alpha\frac{\partial p_s}{\partial x} = -\frac{\sigma RT}{p}\frac{\partial p_s}{\partial x} \qquad (7.5.3)$$

gde je

$$p = \sigma(p_s - p_T) + p_T.$$

Ako uzmemo u obzir da je

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\partial V}{\partial t} + V\cdot\nabla V + \dot{\sigma}\frac{\partial V}{\partial\sigma}$$

jednačina (7.5.2) dobija konačno oblik

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -V\cdot\nabla V - \dot{\sigma}\frac{\partial V}{\partial\sigma} - 2\,\Omega_z\, x\, V - \left[\nabla\Phi + \frac{\sigma RT}{\sigma(p_s - p_T) + p_T}\nabla p_s\right] + F \qquad (7.5.4)$$

Druga jednačina našeg sistema je jednačina prvog principa termodinamike:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\alpha}{c_p}\omega + \frac{\dot{q}}{cp}$$

gde je

$$\omega = \frac{dp}{dt} \quad \text{i} \quad \dot{q} = \frac{dq}{dt}.$$

Rešenjem ove jednačine po lokalnoj promeni temperature dobijamo konačni oblik jednačine termodinamike:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V\cdot\nabla T - \dot{\sigma}\frac{\partial T}{\partial\sigma} + \frac{RT\omega}{c_p[\sigma(p_s - p_T) + p_T]} + \frac{\dot{q}}{c_p} \qquad (7.5.5)$$

Treća jednačina sistema je jednačina tendencije pritiska (7.4.7), koja je izvedena iz jednačine kontinuiteta. S obzirom na razliku u definiciji vertikalne ose σ i pod pretpostavkom da je $\sigma = 0$ za $\dot{\sigma} = 0$, ova jednačina će imati oblik

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\int_0^1 \nabla\cdot[V(p_s - p_T)]\,d\sigma \qquad (7.5.6)$$

Kao četvrtu jednačinu u svom modelu Mintz koristi hidrostatičku jednačinu. Kako je

$$\frac{\partial\Phi}{\partial\sigma} = \frac{\partial\Phi}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial\sigma} = -\alpha(p_s - p_T) = -\frac{RT}{p}(p_s - p_T)$$

to će hidrostatička jednačina u integralnom obliku biti

$$\Phi = \Phi_s + R\int_\sigma^1 \frac{T(p_s - p_T)}{\sigma(p_s - p_T) + p_T}\,d\sigma \qquad (7.5.7)$$

Pretpostavljajući da je vektor brzine V linearna funkcija nezavisno promenljive δ, Mintz pomoću jednačine kontinuiteta izvodi petu jednačinu svoga modela koja mu daje individualnu promenu pritiska u sistemu σ. Polazeći od jednačine kontinuiteta u sistemu p

$$\frac{\partial\omega}{\partial p} = -\nabla p\, V$$

i uzimajući u obzir da važi

$$\frac{\partial}{\partial p}=\frac{\partial \sigma}{\partial p}\frac{\partial}{\partial \sigma}=\frac{1}{p_s-p_T}\frac{\partial}{\partial \sigma}$$

kao i

$$\nabla_p V=\nabla\cdot V+\frac{\sigma}{p_s-p_T}\nabla p_s\cdot\frac{\partial V}{\partial \sigma}$$

dobijamo

$$\frac{1}{p_s-p_T}\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}=-\nabla\cdot V+\frac{\sigma}{p_s-p_T}\nabla p_s\cdot\frac{\partial V}{\partial \sigma}$$

odnosno posle množenja sa (p_s-p_T)

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}=-\left(p_s-p_T\right)\nabla\cdot V+\sigma\nabla p_s\cdot\frac{\partial V}{\partial \sigma}.$$

Prvi član na desnoj strani ove jednačine može se napisati u obliku

$$-(p_s-p_T)\nabla\cdot V=-\nabla\cdot(p_s-p_T)V+V\cdot\nabla(p_s-p_T)$$

tako da je

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}=-\nabla\cdot(p_s-p_T)V+V\cdot\nabla(p_s-p_T)+\sigma\nabla p_s\cdot\frac{\partial V}{\partial \sigma}$$

odnosno

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}=-\nabla\cdot(p_s-p_T)V+\nabla p_s\cdot\left(V+\frac{\partial V}{\partial \sigma}\sigma\right)$$

gde smo uzeli u obzir da je $V\nabla p_T=0$. Integrišući ovu jednačinu u granicama od 0 do σ, a uzimajući u obzir da je $\omega_{\sigma=1}=0$, dobijamo konačni oblik jednačine za individualnu promenu pritiska u integralnom obliku

$$\omega=\sigma V\cdot\nabla p_s-\int_0^{\sigma}\nabla\cdot[V(p_s-p_T)]\,d\sigma \qquad (7.5.8)$$

Poslednja u sistemu jednačina na kojima se zasniva ovaj model opšte cirkulacije atmosfere je jednačina za izračunavanje individualne promene veličine σ. Ova jednačina se dobija iz jednačine kontinuiteta u sistemu σ

$$\nabla\cdot(p_s-p_T)V+\frac{\partial p_s}{\partial t}+(p_s-p_T)\frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}=0\,.$$

Rešenjem ove jednačine po $\frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}$ i zamenom $\frac{\partial p_s}{\partial t}$ iz jednačine (7.5.6) dobijamo

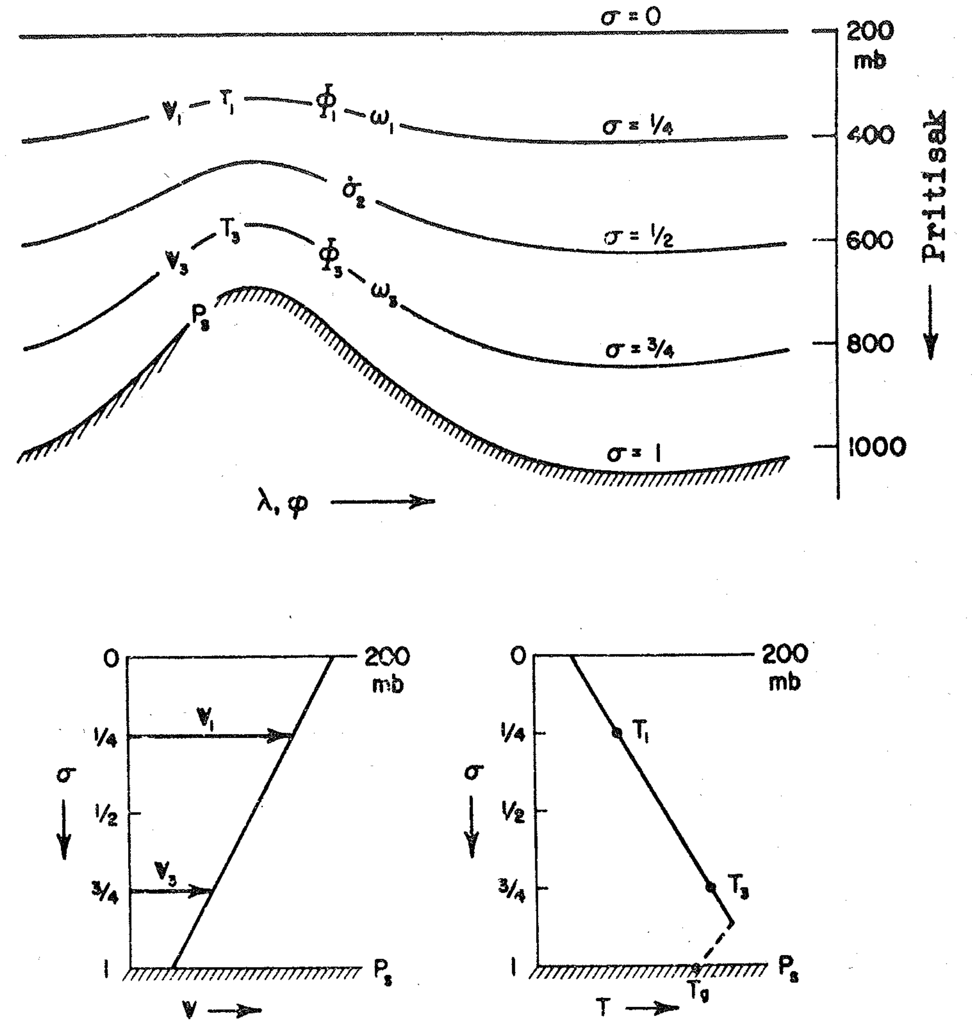
$$\frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}=-\frac{1}{p_s-p_T}\nabla\cdot[V(p_s-p_T)]+\frac{1}{p_s-p_T}\int_0^1\nabla\cdot[V(p_s-p_T)]\,d\sigma$$

Integrišući ovu jednačinu u granicama od 0 do σ dobijamo konačni oblik jednačine za individualnu promenu veličine σ:

$$\dot{\sigma}=-\frac{1}{(p_s-p_T)}\int_0^{\sigma}\nabla\cdot[V(p_s-p_T)]\,d\sigma+\frac{\sigma}{(p_s-p_T)}\int_0^{1}\nabla[V(p_s-p_T)]\,d\sigma \qquad (7.5.9)$$

Jednačine od (7.5.4) do (7.5.9) sa određenim graničnim uslovima predstavljaju sistem u kome treba smatrati da su sile trenja F i dovođenje toplote $\dot{q}$ funkcije nezavisno promenljivih koordinata prostora i vremena, ili pak funkcije zavisno promenljivih V, T, p_s, Φ, ω, σ.

Na sl. 7.5.1 prikazan je Mintzov model atmosfere u sistemu x, y, σ, t. Kao što se vidi uzeta je u obzir samo troposfera jer je $p_T=200$ mb. To znači da se na visini



Sl. 7.5.1. Konfiguracija površina σ i raspodela zavisno promenljivih V_1, V_3; T_1, T_3; Φ_1, Φ_3; ω_1, ω_3; p_s i σ_2; u sistemu $\sigma=\frac{p-200}{p_s-200}$ (Mintz, 1965.)

od 200 mb nalazi gornja granica sistema, tj. $\sigma=0$. Veličine V, T, Φ i ω izračunavaju se iz jednačina (7.5.4), (7.5.5), (7.5.7) i (7.5.8) na nivoima $\sigma=1/4$, a vertikalna brzina σ iz jednačine (7.5.9) na nivou $\sigma=1/2$.

Da bi se ovaj sistem jednačina mogao integraliti za duži period vremena pomoću odgovarajućih konačnih razlika potrebno je da se izbegne linearna i nelinearna računska nestabilnost. U tom cilju korišćena je Arakawina šema za konačne razlike u prostoru koja daje potpunu računsku stabilnost u integraljenju primitivnih diferencijalnih jednačina. Karakteristika ove šeme je da su ukupna masa, srednja vrtložnost i srednji kvadrat vrtložnosti barotropne nedivergentne struje i ukupna kinetička energija za adijabatsku atmosferu bez trenja potpuno konzervativne veličine. Takođe su, pod uslovom da je prostorna promena prizemnog pritiska mala, srednja potencijalna temperatura i srednji kvadrat potencijalne temperature skoro konzervativne veličine.

U svom radu (1965) Mintz je pretpostavio da $\dot{q}\neq 0$, već da je dovođenje toplote posledica sledećih pet pojava: 1) apsorpcije Sunčevog zračenja; 2) dugotalasnog zračenja Zemlje; 3) konvekcije u graničnom sloju kao funkcije temperaturne razlike zemlja-vazduh; 4) unutrašnje konvekcije (konvekcija u kumulusima) i 5) difuzije toplote usled bočnog mešanja manjih razmera.

Ukupna dnevna količina apsorbovane toplote od Sunca na gornjoj granice atmosfere računata je kao funkcija geografske širine, nagiba Sunca i odstojanja Zemlje od Sunca za određeni dan u godini. Ovako dobijena toplota je umanjena za iznos koji odgovara srednjem planetarnom albedu kao funkciji geografske širine. Za preostalu količinu toplote smatrano je da je apsorbovana u atmosferi i Zemljinoj površini i to u sloju između $\sigma=0$ i $\sigma=1/2$ 12,%$_0$ u sloju između $\sigma=1/2$ i $\sigma=1$ 15% i od Zemljine površine 73%.

Hlađenje atmosfere dugotalasnim zračenjem dobijeno je empiriskim putem pomoću određivanja srednje vrednosti hlađenja slojeva atmosfere od 0 do 600 mb i od 600 do 1000 mb. Ovo hlađenje je izračunavano kao funkcija temperature na nivou $\sigma=3/4$ ($p\approx 800$ mb) za model atmosfere sa prosečnom raspodelom oblačnosti.

Prenos toplote sa Zemljine površine u atmosferu pomoću konvekcije u graničnom sloju izražen je parametrom koji je funkcija razlike između temperature podloge i temperature vazduha na nivou $\sigma=3/4$.

Zagrevanje atmosfere putem unutarnje vlažne konvekcije (konvekcija u vlažno zasićenom vazduhu (učinjeno je da bude srazmerno iznosu kojim temperaturna razlika između nivoa $\sigma=3/4$ i $\sigma=1/4$ prevazilazi odgovarajuću razliku za zasićene adijabatske procese koji su i sami funkcija temperature. Ova vlažno unutrašnja konvekcija izražena pomoću parametra vrši dvostruku ulogu: 1) prenosi toplotu iz donjeg u gornji deo atmosfere i 2) oslobađanjem manje količine latentne toplote na visini a veće količine u nižem sloju zagreva oba sloja atmosfere.Prema tome ovo nas vodi do pretpostavke da vlažno unutrašnja konvekcija čini gradijent temperature stabilnijim i povećava srednju temperaturu vazduha ali time ne menja temperaturu vazduha na površini Zemlje.

S obzirom da zagrevanje jednim delom u ovom modelu zavisi od temperature podloge, Mintz je radi jednostavnosti uveo pretpostavku da površina kontinenata ima toplotnu provodljivost jednaku nuli iz čega proizlazi da je i toplotni kapacitet jednak nuli. Otuda temperatura na površini Zemlje je izračunata veličina. Naime to je temperatura koja daje čisti toplotni fluks na granici vazduh-podloga jednak nuli. Isto tako Mintz je pretpostavio da okeani imaju neograničen toplotni kapacitet i advekciju jednaku nuli (nema kretanja vode). Odavde proizlazi da će temperatura okeana biti konstantna sa vremenom. Za temperaturu površine okeana uzeto je da odgovara osmotrenim klimatološkim srednjim temperaturama za odgovarajuću

sezonu godine. Za ledene površine na Zemlji pretpostavljeno je takođe da imaju toplotnu provodljivost jednaku nuli; samo za gornju granicu temperature određena je vrednost 0 °C i ne uzimajući u obzir izmenu sadržaja energije u latentnom obliku.

Horizontalna sila trenja je uzeto da zavisi od vertikalne turbulentnosti koja je funkcija smicanja vetra sa visinom i brzine vetra na površini Zemlje a takođe i od bočne linearne difuzije momenta. Iz pretpostavke da na nivou 200 mb vetar ima svoju maksimalnu brzinu sledi da će vertikalno unutrašnje trenje na nivou $\sigma=0$ biti jednako nuli. Na nivou $\sigma=1/2$ za efektivno unutrašnje trenje je uzeto da je

$$\tau_2=\mu_2\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)_2=\mu_2\left(\frac{V_1-V_3}{z_1-z_3}\right)$$

gde je za koeficijent unutrašnjeg turbulentnog trenja uzeta vrednost

$$\mu_2=2{,}2\cdot 10^{-2}\, t\ \mathrm{m}^{-1}\ \mathrm{sec}^{-1}.$$

Spoljašnje trenje uzeto je kao

$$\tau_s=\varrho_s k_4 V_4 |V_4|$$

gde je ϱ_s prizemna gustina vazduha, V_4 vektor vetra linearno ekstrapolisan do površine Zemlje od izračunatih vrednosti na nivou $\sigma=1/4$ i $\sigma=3/4$, a koeficijent površinskog trenja je uzet kao konstanta $k_4=0{,}65\cdot 10^{-3}$.

Komponenta sile F koja potiče od efektivnog vertikalnog unutrašnjeg trenja je dobijena iz (τ_1-0) i $(\tau_3-\tau_2)$ i mase u jediničnom stubu $(p_s-p_T)/2g$. Komponenta te sile F zbog bočne linearne difuzije momenta dobijena je iz izračunatih polja vetra na nivoima $\sigma=1/4$ i $\sigma=3/4$ a proizvoljno izabran koeficijent bočne difuzije

$$A=6\cdot 10^4\,(\Delta S/300)^{4/3}\ \mathrm{m}^2\ \mathrm{sec}^{-1}$$

gde je ΔS odstojanje tačaka u mreži u kilometrima.

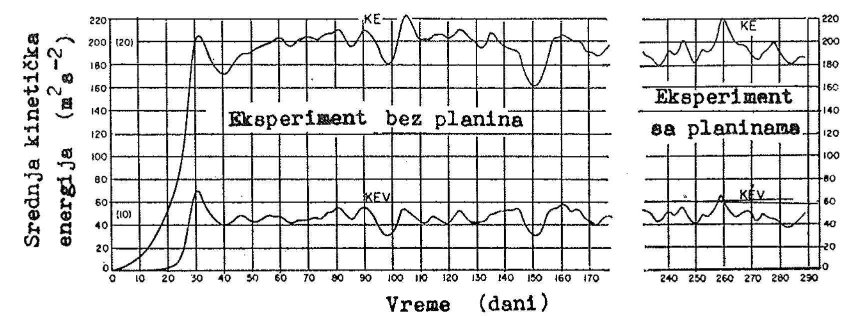
Sa silom trenja F i dovodom toplote $\dot{q}$, sada potpuno određenim kao funkcijama zavisno promenljivih, integracija po vremenu može se izvesti polazeći od bilo kojeg datog početnog stanja veličina V, T i p_s.

Kao početno stanje uzeto je da je atmosfera izotermna (temperatura u svakoj tački 250 °K), da se nalazi u stanju mirovanja ($V=0$), i da je prizemni pritisak svuda jednak jednoj atmosferi (1013 mb). Zatim je uzeto da sunčeva deklinacija odgovara onoj koja postoji zimi na severnoj hemisferi (i leti na južnoj hemisferi) i smatrana je konstantnom. U početku su planine i sve neravnine bile izostavljene pa je Zemljina površina smatrana ravnom sfernom površinom koja je bila izdeljena na odgovarajuće delove kopnene, vodene i ledene površine.

Kad od jednog određenog momenta počne vreme da teče fizičke veličine sadržane u sistemu jednačina trpe promene pa se menja i napred zamišljeno početno stanje atmosfere. Zbog velike razlike između početne temperature atmosfere i temperature okeana u početku će biti veoma jako zagrevanje atmosfere konvekcijom u prizemnom sloju, naročito u ekvatorijalnom pojasu. Ovo jako zagrevanje prouzrokuje određena kretanja u atmosferi koja se pre toga nalazila u stanju mirovanja. Porast brzine i obima kretanja sa vremenom znači porast kinetičke energije. Na sl. 7.5.2 grafički je prikazana promena globalne srednje kinetičke energije vektora vetra po jedinici mase (KE) i promena globalne srednje kinetičke energije samo meridionalne kompomnente vetra (KEV).

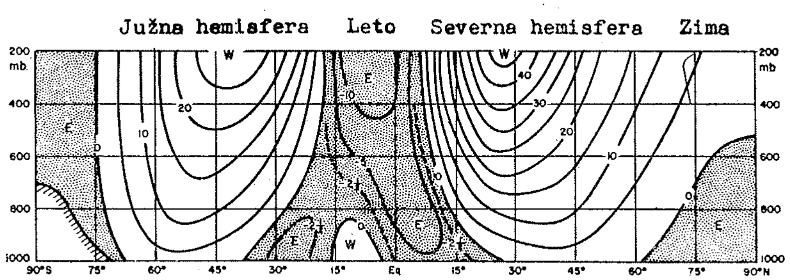
Veoma je upadljiv nagli porast kinetičke energije do izvesne vrednosti koja se dalje sa vremenom neznatno menja. Taj nagli porast traje oko 40 dana od početka zagrevanja. Vrednosti stacionarnog stanja kinetičke energije odgovaraju srednjem vektoru vetra od 20 msec^{-1} i srednjem meridionalnom vetru od 10 msec^{-1}. Ove vrednosti su dosta bliske osmotrenim vrednostima u stvarnoj atmosferi.

Pošto je izveo eksperimenat sa Zemljinom površinom bez planinskih masiva Mintz je zatim u jednom trenutku u svoj model uveo orografiju u idealiziranom obliku. Čim je orografija uvedena odmah se pojavilo slivanje vazduha niz planinske strane kao što bi se voda slivala niz padine ostrva koja bi odjednom iznikla u moru. Pri tome su se pojavili prostrani gravitacioni talasi koji su kroz nekoliko dana iščezli a ostala su samo kretanja koja se mogu pratiti na sinoptičkim kartama. Interesantno je istaći da se pri uvođenju orografije u model kinetička energija atmosfere nije bitno promenila kao što se vidi na sl. 7.5.2.



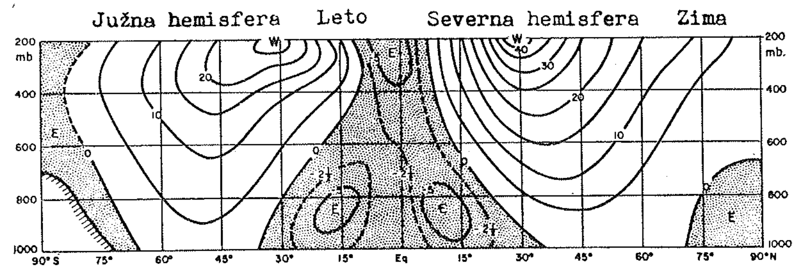
Sl. 7.5.2. Srednja kinetička energija cele atmosfere kao funkcija vremena (Mintz, 1965). *KE* je kinetička energija po jedinici mase ukupnog vetra a *KEV* samo meridionalne komponente vetra (od juga prema severu)

Na sl. 7.5.3 prikazan je vertikalni presek meridionalne raspodele srednjeg zonalnog vetra koji se razvio iz početnog stanja mirovanja. Brojne vrednosti predstavljaju srednje vrednosti komponenata vetra od zapada na istok u msec^{-1} računate oko cele Zemlje za period od 30 dana (dani od 256. do 285.). Ove vrednosti su dobijene numeričkom integracijom jednačine (7.5.4). Zonalni vetar na svim nivoima od prizemlja do 200 mb dobijen je iz izračunatih vrednosti vetra na nivoima $\sigma=1/4$ i $\sigma=3/4$ aproksimacijom smatrajući da se V linearno menja sa σ.



Sl. 7.5.3. Meridionalni presek srednje zonalne komponente vetra u m sec^{-1} dobijene računskim putem (Mintz, 1965.)

Upoređujući osmotrene vrednosti srednjeg zonalnog vetra, prikazane na sl. 7.5.4, sa dobijenim računskim putem pomoću Mintzovog modela vrlo lako se uočava velika sličnost. Skoro sve bitnije karakteristike polja vetra u atmosferi kao što su istočno strujanje u polarnim i ekvatorijalnim oblastima a zapadno u umerenim geografskim širinama, zatim nagib ose maksimuma zapadnog vetra prema ekvatoru sa visinom, a istočnih iznad ekvatora iz zimske strane ekvatora u nižim slojevima ka letnjoj strani ekvatora u višoj troposferi, itd.

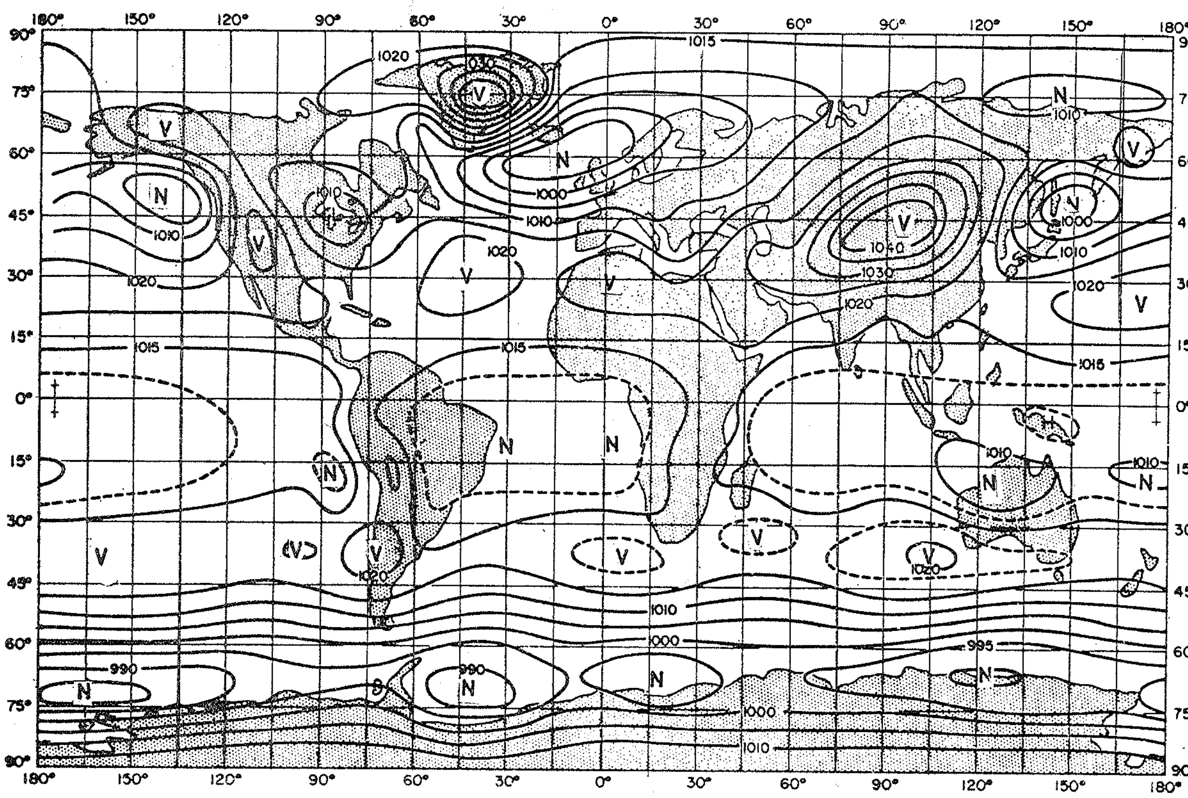


Sl. 7.5.4. Meridionalni presek srednje zonalne komponente vetra u m sec^{-1} po osmotrenim vrednostima (Mintz, 1954.)

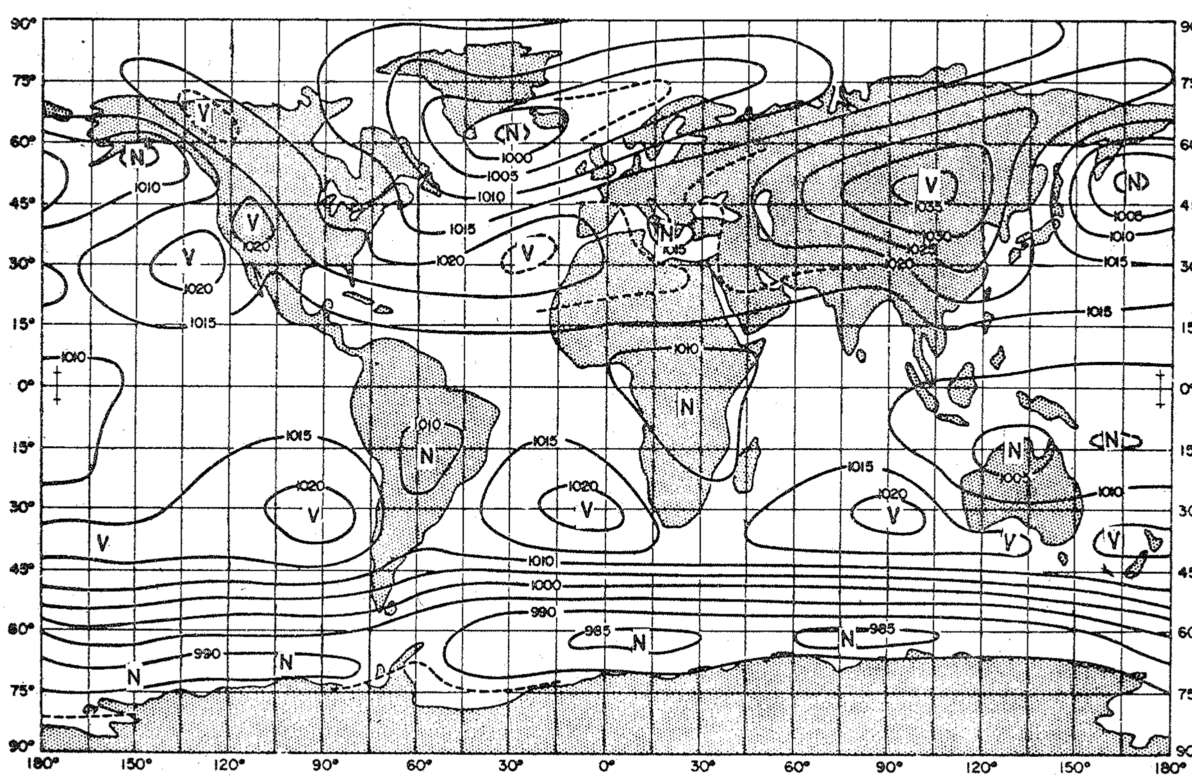
Na sl. 7.5.5 prikazana je srednja raspodela prizemnog pritiska reduciranog na morski nivo za period od 30 dana (dani od 256. do 285.) dobijen računskim putem u numeričkom eksperimentu. Upoređujući ovu izračunatu raspodelu sa osmotrenim normalnim poljem pritiska u januaru, prikazanim na sl. 7.5.6, vidimo dosta dobro slaganje. Tako, npr. na obema kartama su dosta jasno izraženi sibirski anticiklon, anticiklon iznad Aljaske, islandska depresija, severoafrička depresija, azorski anticiklon, anticiklon iznad Velikog bazena SAD, australijska depresija i dr. Izvesna neslaganja koja se takođe mogu uočiti rezultat su grešaka usled redukcije pritiska na morski nivo i nesavršenosti modela.

Mintzov numerički model, ovde prikazan, predstavlja jedan od modernih i veoma značajnih puteva istraživanja u meteorologiji. Pomoću numeričkih modela moguće je oponašati stanje i promene atmosfere slično kao što se pojedine fizičke pojave oponašaju eksperimentima u laboratorijama. Tako, npr. kad koristimo opisani model atmosfere sa orografijom u toku zime vidimo da usled veoma jakog hlađenja u Sibiru i nemogućnosti dopiranja tople advekcije sa juga iz Indijskog okeana zbog postojanja Himalaja u Sibiru se obrazuje veoma izrazit anticiklon. Međutim, ako iz modela uklonimo planinski masiv Himalaja sibirski anticiklon se neće pojaviti.

Slično se može pomoću ovakvih modela ispitati kakve bi promene u atmosferi, a time i u vremenu i klimi u pojedinim mestima, nastupile ako bi, npr. nestao ledeni pokrivač sa Arktičkog mora ili kad bi se latentna toplota isparavanja i kondenzacije modificirali irigacijom aridnih i poluaridnih oblasti na Zemlji. Na kraju da pomenemo da dobro oponašanje atmosfere Zemlje pomoću numeričkih modela omogućuje da sa istim ili sličnim modelima ispitujemo i oponašamo atmosfere drugih planeta i tako dolazimo do novih saznanja o drugim planetama.

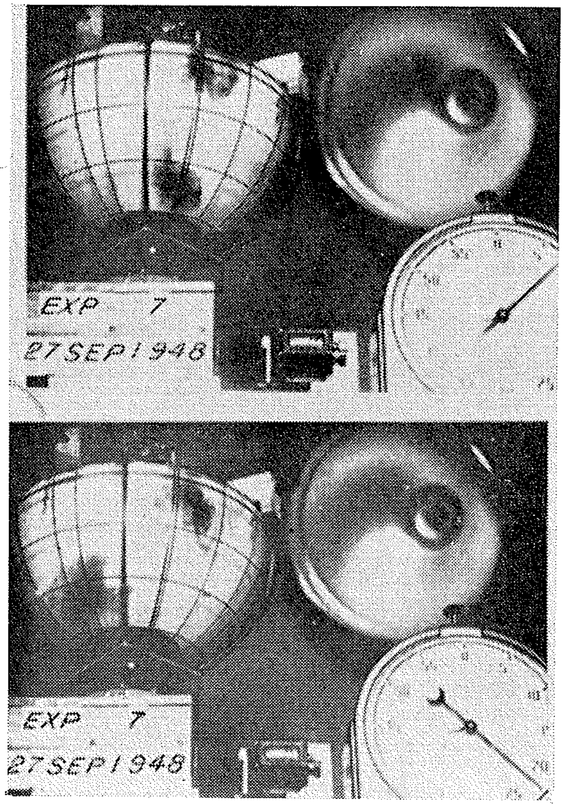


Sl. 7.5.5. Srednja raspodela pritiska reduciranog na morski nivo za period od 30 dana (dani od 256. do 285.) dobijena računskim putem u numeričkom eksperimentu (Mintz, 1965.)



Sl. 7.5.6. Normalna raspodela pritiska na morskom nivou u januaru

7.6. **Laboratorijski modeli opšte cirkulacije atmosfere.** Meteorološki procesi, naročito oni većih razmera, odvijaju se iznad prostranih oblasti, traju relativno dug period i u njima učestvuju znatne vazdušne mase i veliki iznosi energije. Uz to brojni procesi u atmosferi ne razvijaju se odvojeno već se njihovi međusobni uticaji neprekidno prepliću. Zbog svega toga je veoma teško, a ponekad i nemoguće takve procese eksperimentalno simulirati u fizičkim labratorijama. Ipak, pored teorijskih razmatranja i proučavanja na osnovi osmotrenih podataka bilo je i pokušaja da se procesi i eksperimentalno izvedu. Jedan od prvih značajnih eksperimenata izveo je F. Vettin u Nemačkoj 1850. godine. Njegov eksperiment se sastojao od rotirajućeg diska sa slojem tečnosti što je predstavljalo Zemlju sa atmosferom. Da bi se što više približili prirodnim uslovima koji postoje na Zemlji i u atmosferi disk je zagrevan na ivici (ekvator) a hlađen u sredini (osa rotacije — pol).



Sl. 7.6.1. Prikaz premeštanja ubrizganog mastila u vodu prouzrokovanog rotacijom suda hemisferskog oblika i zagrevanjem dna suda. Ubrizgavanje mastila (tamna masa) izvršeno je na mestima koji približno odgovaraju geografskim širinama 5° i 50°, rotacija 0,86 sec^{-1} sa desna na levo, interval između snimaka je 14,6 sec što odgovara rotacije zemlje za dva dana (Fultz, 1961.)

Kvalitativnom unapređenju ovih eksperimenata doprineli su Exner (1923) i Rossby (1926, 1928). Noviji eksperimenti su se zasnivali uglavnom na rotirajućem sfernom sudu koji je predstavljao jednu Zemljinu hemisferu. Ti sudovi su izgrađeni po sugestijama Rossbya i Starra datih 1947. godine. Kretanja u ovom sudu su bila kvazi-turbulentnog karaktera i imala su izvesnu ne pogodnost u kojoj kombinovane i centrifugalne potencijalne površine su imale ozbiljna odstupanja od graničnih oblika. Uprkos toga, sa konvekcijom proizvedenom zagrevanjem na donjem polu suda (sl. 7.6.1) ustanovljeno je (u januaru 1947) da se srednje zonalno strujanje deli u istočno i zapadno. Po svojim međusobnim razmerama ova strujanja su odgovarala tipičnim opštim troposferskim strujanjima i zapažala se čak odgovarajuća promena sa geografskom širinom.

Pri kvantitativnim razmatranjima atmosferskih procesa koji se eksperimentalno simuliraju potrebno je da se znaju izvesni nedimenzionalni parametri koji se javljaju u jednačinama ili u graničnim uslovima. Jedan od najbitnijih parametara u eksperimentima ove vrste je Rossbyjev broj koji se obično označava sa R_R. Da bismo shvatili značenje Rossbyjevog broja posmatraćemo jedan eksperimenat koji po tipu odgovara eksperimentu koji je izveo Fultz 1951. godine. Cilindrični sud sa tečnošću

rotira oko vertikalne ose. Preko zidova suda dovodi se toplota a u sredini suda toplota se odvodi čime se simulira izvor toplote na ekvatorskom pojasu i hlađenje na polovima u atmosferi. Zbog uspostavljanja temperaturnog gradijenta od ivice suda ka sredini u sudu se javlja sistem kretanja fluida u odnosu na sud. Pogodnim podešavanjem odnosa rotacije i dovođenja i odvođenja toplote dobijaju se kretanja koja su veoma slična osmotrenim kretanjima u atmosferi.

Parametri koji određuju Rossbyjev broj R_R su r radius suda i uglovna brzina Ω. Linearna brzina ivice suda je prema tome data sa $C_E = r\Omega$. Ako karakterističnu brzinu fluida u odnosu na sud, takvu kao što je npr. mlazna struja, označićemo sa Cr, onda je

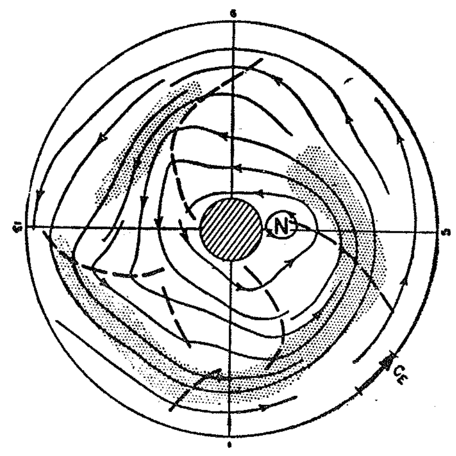
$$R_R = \frac{C_r}{C_E} = \frac{C_r}{r\Omega}.$$

Ovaj izraz bez dimenzija predstavlja meru relativnog kretanja i može da se koristi radi karakterizacije sistema.

Koristeći različite vrednosti Rossbyjevog broja Fultz je izveo niz eksperimenata i dobijeni rezultati se mogu sumirati na sledeći način:

1) Kada je Rossbyjev broj dovoljno velik (to je u slučaju kada je termički gradijent veoma velik ili je rotacija slaba) uspostavlja se cirkulacija koja se sastoji iz samo jedne ćelije. To je takozvani Hadleyev tip cirkulacije koji odgovara pasatskoj cirkulaciji, u prizemlju pasatski vetrovi a na visini antipasati. Ovakva jednoćelijska cirkulacija se uspostavlja kad se Rossbyjev broj nalazi u granicama između 1 i 4.

2) Slabljenjem temperaturnog gradijenta ili povećanjem rotacije smanjuje se Rossbyjev broj. Smanjenjem Rossbyjevog broja pak, slabi Hadleyev tip cirkulacije. Kada se Rossbyjev broj dovoljno smanji da odgovara kvazi-geostrofskom kretanju ($R_R \approx 0{,}1$) narušava se Hadleyev tip i uspostavlja Rossbyjev tip cirkulacije. Ovaj tip cirkulacije je preovlađujući u atmosferi Zemlje pa je stoga od posebnog značaja za meteorologiju.



Sl. 7.6.2. Strujnice relativnog kretanja na visini proizvedenog u rotirajućem disku pri Rossbyjevom broju $\approx 0{,}4$ (po Fultzu, Petterssen, 1956.)

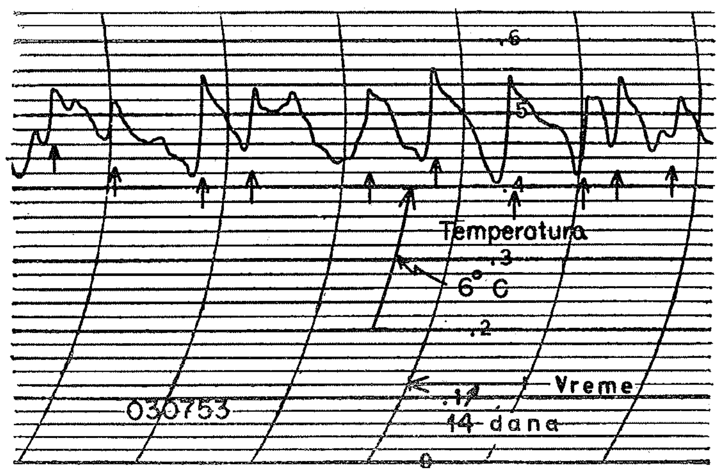
Na sl. 7.6.2 prikazano je analizirano strujno polje relativnog kretanja proizvedenog eksperimentisanjem u sudu cilindričnog oblika. Rossbyjev broj je imao vrednost $R_R \approx 0{,}4$. Glavne karakteristike ovog strujnog polja su jaka zonalna struja na visini sa četiri talasa male amplitude. Doline talasa su znatno nagnute, izrazito su hladnije od grebena i premeštaju se niz vetar relativno velikom brzinom. U blizini dna posude počinju da se javljaju cikloni i to nešto ispred visinske doline. Ovakvo strujno polje veoma liči na stanje atmosfere koje se zove visoki indeks cirkulacije.

Kada se Rossbyjev broj smanji do vrednosti $R_R \approx 0{,}1$ uspostavlja se u potpunosti Rossbyjev tip cirkulacije prikazan na sl. 7.6.3. Ovaj tip cirkulacije je karakterističan po tome što je mlazna struja iskidana i više koncentrisana, visinske doline su se transformisale u zatvorene ciklone i anticiklone koji su odvojeni oštrim dolinama i linijama smicanja. Po svim ovim i drugim bitnim karakteristikama ovaj tip cirkulacije odgovara stanju atmosfere pri niskom indeksu cirkulacije.

Kad se pričvrsti termograf na dno posude onda se pri malom Rossbyjevom broju i uspostavljenom Rossbyjevom tipu cirkulacije koja odgovara niskom indeksu dobija kriva temperature prikazana na sl. 7.6.4. Nagle promene temperature koje se vide na termogramu ukazuju da se u sudu koji rotira uspostavila termička struktura slična onoj u stvarnoj atmosferi pri niskom indeksu cirkulacije. Nagli porasti i padovi temperature označavaju prolazak frontova i sudeći po tome hladni frontovi su naročito oštri.



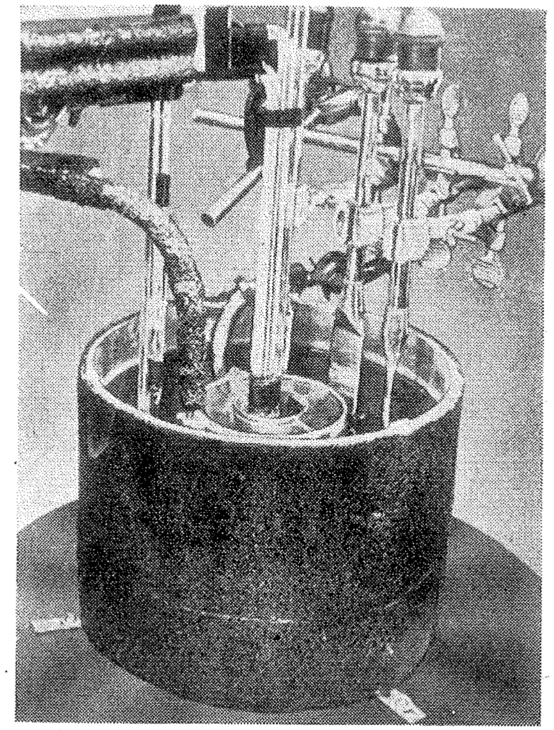
Sl. 7.6.3. Strujnice relativnog kretanja na visini proizvedenog u rotacionom disku pri Rossbyjevom broju ≈0,1 (po Fultzu, Petterssen, 1956.)



Sl. 7.6.4. Kriva temperature blizu dna suda na odstojanju 0,75 r od centra pri Rossbyjevom broju od ≈0,05. (po Fultzu, Petterssen, 1956.)

Znatniji doprinos eksperimentalnoj tehnici i savršenijem simuliranju ponašanja atmosfere učinio je Hide 1950. godine izvođenjem serije eksperimenata sa cilindričnom posudom od tri koncentrična prstena. Ova posuda je prikazana na sl. 7.6.5.

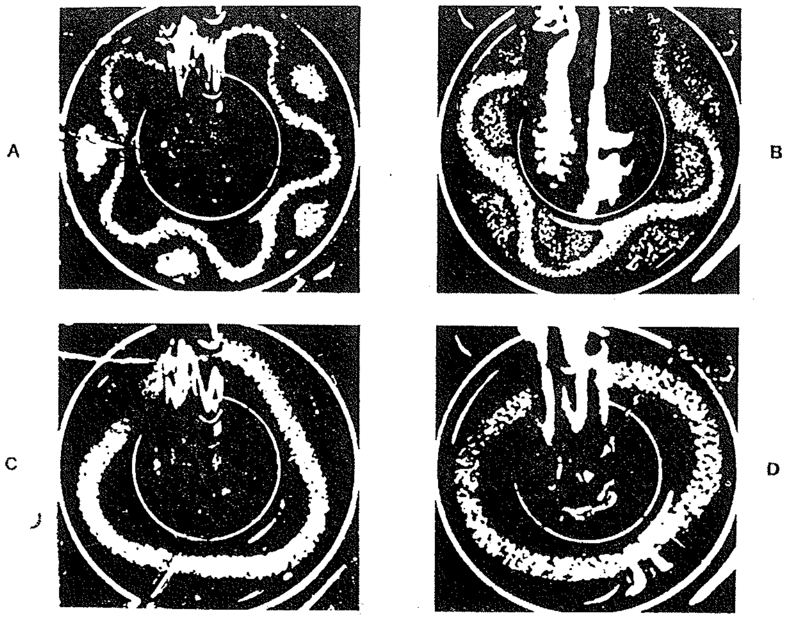
Spoljašnji i istovremeno najveći cilinder sadrži toplu vodu čija je temperatura kontrolisana i predstavlja izvor toplote. Unutrašnji cilinder kroz koji prolazi osa rotacije sadrži hladnu vodu sa kontrolisanom temperaturom koja predstavlja izvor hladnoće. Između ova dva cilindra — izvora toplote i izvora hladnoće — nalazi se prsten sa radnim fluidom (obično vodom) u kome se uspostavlja cirkulacija termički proizvedena. Ponašanje tečnosti u ovom srednjem prstenu je predmet izučavanja. Spoljni zidovi posude kao i postolje na koje je montirana napravljeni su od materijala koji vrlo slabo provodi toplotu.



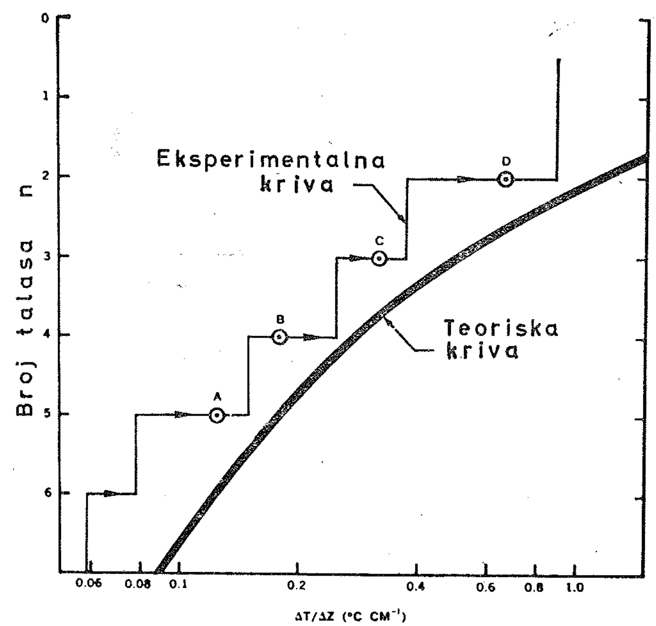
Sl. 7.6.5. Hideova cilindrična posuda sa tri koncentrična prstena. Unutrašnji radius =2,46 cm, spoljašnji radius =4,92 cm i dubina tečnosti =13,0 cm (Fultz, 1961).

U poređenju sa posudom oblika diska Hideov aparat ima važnu prednost što kvazi-geostrofski Rossbyjev tip cirkulacije, talasno kretanje i mlazna struja, imaju u cilindričnoj posudi sa prstenovima pravilniji oblik pri raznim uslovima. Izvor hladnoće u sredini ove posude deluje u smislu eliminisanja manjih poremećaja »šumova« i nestabilnosti raznih vrsta koji su skoro uvek prisutni pri Rossbyjevom tipu kretanja u posudi oblika diska. Dalje, sa malo pažnje u podešavanju eksperimentalnih uslova talasni tip cirkulacije u Hideovoj posudi sa bilo kojim brojem talasa može da se održi u skoro potpuno stacionarnom stanju u odnosu na koordinatni sistem koji rotira sa talasima. Zbog toga je izvodljivo da se izvrši potpuno trodimenzionalno merenje temperature. To se postiže postavljanjem termobimetalnih spojeva na razna fiksna mesta u odnosu na sud, koji beleže promenu temperature sa vremenom ukazujući na prolazak talasa. Proizvedeno talasanje sa raznim brojem talasa

u ovom cilindričnom sudu može da se jasno vidi ako se na površinu tečnosti pospu opiljci od aluminijuma. Ovi opiljci se tada koncentrišu duž struje i pokazuju jasne tragove na fotografskim snimcima. Jedan takav primer prikazan je na sl. 7.6.6.



Sl. 7.6.6. Fotografski snimak talasnog kretanja sa različitim brojem talasa proizvedenih u cilindrinom sudu sa koncentričnim prstenovima (po Fultzu, Mintz 1962.)



Sl. 7.6.7. Teorijska i eksperimentalna kriva talasnog broja kao funkcije statičke stabilnosti $\triangle T/\triangle Z$ (Mintz 1962.)

Još jednu značajnu osobinu stvarne atmosfere moguće je eksperimentalno simulirati pomoću Hideovog aparata. U ranijim razmatranjima videli smo da broj talasa pri talasnom tipu cirkulacije zavisi i od statičke stabilnosti fluida. Za talasno kretanje proizvedeno u Hideovom sudu čije su dimenzije napred određene i pri rotaciji od $\Omega=2$radsec^{-1} zavisnost broja talasa od statičke stabilnosti prikazana je na sl. 7.6.7.

Eksperimentalna kriva je konstruisana iz podataka koje je dobio Fultz laganim povećanjem vrednosti statičke stabilnosti. Četiri označene tačke odgovaraju stanjima cirkulacije prikazanim na slici 7.6.6. Promena statičke stabilnosti u eksperimentima postiže se promenom temperature izvora toplote i hladnoće. U stvari, menjanjem temperature izvora toplote i hladnoće menja se horizontalni gradijent temperature a sa tim je u vezi i odgovarajuća promena vertikalnog gradijenta temperature odnosno statičke stabilnosti.

Iz ovog kratkog prikaza vidi se da se bitne karakteristike različitih stanja i tipova kretanja u atmosferi mogu laboratorijskim eksperimentima reprodukovati. Na taj način u mogućnosti smo da naučnim metodom proveravamo teorijski dobijene zaključke i dalje upoznajemo prirodu atmosferskih procesa.

LITERATURA

Exner, F. M., 1923: *Über die Bildung von Windhosen und Zyklonen.* Wien, Sitzber. Akad. Wiss. Abt. IIa 132, 1—16;

Fultz, D., 1961: *Developments in Controlled Experiments on Larger Scale Geophysical Problems.* Advances in Geophysics, Vol. 7, 1-103;

Hide, R., 1953: *Some experiments on thermal convection in a rotating liquid.* Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 79, 161;

Mintz, Y. and G. Dean, 1952: *The observed mean fiel of motion of the atmosphere.* Geophysical Research Papers No. 17, University of California, Los Angeles;

Mintz, Y., 1961: *The General Circulation of Planetary Atmospheres. The Atmospheres of Mars and Venus.* National Acad. of Sciences-National Research Council, Publ. 944, 107—146;

Mintz, Y., 1962: *The General Circulation of Planetary Atmospheres.* Lunar and Planetary Exploration Colloquium, Vol. III, No. 1, 1—21;

Mintz, Y., 1965: *Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion.* WMO, Technical Note No. 66;

Philips, N., 1957: *A coordinate system having some specıal advantages for numerical forecasting.* Journal of Meteorology, Vol. 14, No. 2, 184—185;

Rossby, C. G., 1926: *On the solution of the problem of atmospheric motion by means of model experiments.* Monthly Weather Rev. 54, 237—240;

Rossby, C. G., 1928: *Studies in the dynamics of the stratosphere.* Beitr. Phys. Atmos. 14, 240—265.

GLAVA VIII

METODI OBJEKTIVNE ANALIZE

8.1. **Cilj objektivne analize i postupci za njeno izvođenje.** Period posle drugog svetskog rata odlikovao se naglim širenjem mreže meteoroloških stanica i povećanjem broja meteoroloških podataka, kao i uvođenjem niza meteoroloških karata za analizu stanja atmosfere. S obzirom da se zadržao klasičan metod dešifrovanja, ucrtavanja i analize meteoroloških podataka, to je brza analiza stanja atmosfere u novim uslovima zahtevala znatno povećanje stručnog osoblja u prognostičkim centrima. U isto vreme pojavile su se veoma brze elektronske računske mašine koje su počele da se koriste za primenu dinamičkih metoda prognoze. Tako je sve više dolazilo do raskoraka između manuelnog načina prikupljanja i ucrtavanja podataka i subjektivne analize stanja atmosfere, s jedne strane, i novih tehničkih mogućnosti i potreba za što preciznijom i objektivnijom analizom, sa druge strane.

Kao rezultat novih potreba i mogućnosti automatizacije i objektivizacije analize pomoću elektronskih računskih mašina, razvila se nova oblast dinamičke meteorologije — objektivna analiza vremena. Prvi metod za objektivnu analizu stanja atmosfere dao je Panofsky 1949. godine. Njegov metod predstavlja pokušaj da se opiše polje meteoroloških elemenata polinomima. On je uveo i nov pojam u meteorologiju »objektivna analiza«. Pod tim pojmom se podrazumeva primena takvih metoda koji dozvoljavaju da se pomoću meteoroloških podataka dobijenih merenjima na stanicama objektivnim putem, dobiju polja meteoroloških elemenata ili bar njihove vrednosti u presečnim tačkama neke pravilne mreže. Ovde možemo napomenuti da termin »objektivna analiza« ne odgovara sasvim pojmu koji označava. Naime, pod analizom polja nekog meteorološkog elementa ili analizom sinoptičke karte ne podrazumeva se sam način predstavljanja polja meteorološkog elementa po osmotrenim podacima ili izvlačenjem izolinija tog polja. Pod tim pojmom se podrazumeva ispitivanje osobina već konstruisanog polja nekog meteorološkog elementa. Sa tog stanovišta, a s obzirom na suštinu postupka, najbolje bi odgovarao termin »numerički metodi konstrukcije meteoroloških polja«. Međutim, pošto je termin »objektivna analiza« već široko prihvaćen, to ćemo ga i mi ovde upotrebljavati imajući na umu njegovo stvarno značenje.

Objektivna analiza meteoroloških polja sastoji se iz niza radnji, i to:

1) prijem, dešifrovanje i smeštaj podataka određenog meteorološkog elementa u elektronsku mašinu;

2) kontrola tačnosti početnih podataka i ispravljanje grubih grešaka;

3) izračunavanje vrednosti meteorološkog elementa u tačkama regularne mreže pomoću jednog od metoda objektivne analize na osnovu podataka iz meteoroloških stanica;

4) kontrola tačnosti izračunatih podataka u tačkama mreže i ispravljanje sumnjivih podataka;

5) međusobno usaglašavanje meteoroloških polja; i

6) štampanje vrednosti meteoroloških elemenata u tačkama regularne mreže ili automatsko izvlačenje odgovarajućih izolinija na sinoptičku kartu.

Dobijeni rezultati metodom objektivne analize mogu da posluže ne samo za analizu stvarnog stanja u nekom određenom trenutku vremena (dijagnoza) već i za prognozu budućeg stanja. U stvari, metod objektivne analize se i razvio kao neophodan prethodni postupak numeričke prognoze vremena, a tek kasnije se počeo nezavisno izgrađivati kao nova oblast dinamičke meteorologije.

8.2. **Automatski prijem, dešifrovanje, smeštaj i sređivanje podataka.** Neki od napred navedenih postupaka, kao npr. prijem i dešifrovanje podataka, mogu se učiniti bez korišćenja elektronske mašine. Tako, recimo, prikupljeni podaci telefonom, teleprinterom i drugim sredstvima veze koja se primenjuju u prognostičkim centrima mogu da se srede određenim redom, zatim da se odaberu samo vrednosti nekih meteoroloških elemenata (kao npr. visina jedne standardne izobarske površine i vetar na njoj iz izveštaja MESRAN). Posle toga se dešifrovane vrednosti prenesu bušačicom na kartice. Tek pomoću kartica podaci se uvode u mašinu.

Međutim, već danas je tako velik broj podataka koji se koriste za konstrukciju i analizu meteoroloških polja, da se ovaj metod ručnog obavljanja prethodnih postupaka pokazao kao veoma spor. Zbog toga se on može upotrebiti samo tada kada rezultati analize nisu vezani za prognozu i kad je elektronska računska mašina toliko opterećena računanjem da se ne isplati upotrebiti je za ovakve pripremne poslove. Svakako je realno očekivati da će svi postupci koji ne predstavljaju direktno objektivnu analizu meterooloških polja, ali koji su neophodni za njeno izvođenje, naći svoje najbolje rešenje u potpunoj automatizaciji.

Razmotrimo sad kako je moguće ostvariti automatski prijem (prikupljanje) meteoroloških podataka. O tome su pisali Bedient i Cressman (1957) i Rubcov (1962). Tehničkih problema za punu automatizaciju prijema i dešifrovanja podataka u principu nema. Međutim, prema radovima ovih autora proizlazi da je sistem šifrovanja i transmisije meteoroloških podataka još uvek veoma nesavršen. Uz to on nije uopšte prilagođen racionalnoj primeni elektronskih mašina u cilju objektivne analize. Koliko je ovaj sistem nesavršen i neprilagođen za automatizaciju može se videti iz jednog podatka koji navodi Rubcov. Ako bi smo hteli da pomoću elektronske računske mašine »Ural 1« izvršimo neko računanje sa podacima koji se odnose na glavne izobarske površine, bilo bi potrebno za prepoznavanje depeša MESRAN, njihovo dešifrovanje i prvu kontrolu podataka da se načini tako glomazan program da bi celokupna memorija mašine bila zauzeta njime. Pri svem tom ipak bi se desilo da se neke depeše ne bi mogle prepoznati. Zbog toga je uspešno rešenje automatizacije prijema i dešifrovanja meteoroloških podataka u prvom redu vezano za uvođenje racionalnijeg sistema transmisije i šifrovanja meteoroloških podataka.

U svim glavnim nacionalnim meteorološkim centrima u kojima već postoje ili se predviđa da uskoro postoje elektronske računske mašine prijem podataka se vrši uglavnom teleprinterom ili radioprinterom. Ovi uređaji mogu automatski da primaju nizove šifrovanih meteoroloških izveštaja štampajući ih na papir ili nanoseći ih na papirnu traku putem perforacije. Kao što je poznato, uvođenje podataka u elektronsku računsku mašinu može se izvesti na tri načina, i to: preko izbušenih kartica, preko perforirane papirne trake i pomoću magnetofonske trake. Prema tome, ako se prijem meteoroloških podataka vrši teleprinterom ili radioprinterom putem perforacije papirne trake, onda se ta ista traka može iskoristiti za uvođenje podataka u elektronsku mašinu preko čitača (sastavnog dela elektronske računske mašine).

Prikupljanje podataka od jednog termina osmatranja u glavnom sabirnom centru traje 4—6 časova. Dugo trajanje ovog posla dolazi uglavnom zbog upotrebe mehaničkih, a ne elektronskih, uređaja za transmitovanje i prijem podataka. Relativno mala brzina ovih mehaničkih uređaja stoji u velikoj suprotnosti sa ogromnom brzinom obrade meteoroloških podataka elektronskim računskim mašinama. Zbog toga se sada na više mesta u svetu radi na punoj automatizaciji prijema podataka u smislu da se predaja vrši »elektronskom«, umesto »mehaničkom«, brzinom. To znači prestanak upotrebe u sistemu veza transmisije takvih mehaničkih uređaja kao što su teleprinteri. Automatizacijom prijema želi se postići uvođenje podataka neposredno u memoriju elektronske mašine, tako da se izbegne upotreba čitača preko kojeg se relativno sporo uvode podaci.

Automatizacijom prijema i modernizacijom sistema transmisije meteoroloških podataka znatno bi se skratilo vreme prikupljanja podataka u sabirnom centru. Međutim, usavršavanjem meteoroloških ključeva mogla bi se ubrzati transmisija podataka za 2—3 puta. Ovim problemom se dosad bavilo više autora, od kojih su najinteresantnije ideje pokazali Tomson i Gandin. S obzirom da rešenje ovih problema predstoji u bliskoj budućnosti, ovde ćemo ih ukratko prikazati.

Tomson predlaže da se pored svih postojećih ključeva i programa transmisije uvede predaja specijalnih meteoroloških depeša (izveštaja) sa najvećim prioritetom. Ovi specijalni izveštaji sadržavali bi početne podatke za numeričke prognoze i bili bi šifrovani na poseban način. Ti podaci bi bili vrednosti visina, temperature i vetra na nekim ranije utvrđenim izobarskim površinama. Zatim, da bi se smanjio obim izveštaja, Tomson predlaže da se umesto stvarnih vrednosti ovih elemenata predaju njihove promene za period od 12 časova koje se izražavaju manjim apsolutnim brojevima.

Pored izvesnih tehničkih teškoća za realizaciju Tomsonovog predloga postoje još dva bitna nedostatka. Prvo, uvođenje još jednog novog ključa pri zadržavanju svih postojećih uz svu njihovu neracionalnost postaje necelishodno. Drugo, nije moguće očekivati znatnije ubrzanje prometa meteoroloških podataka linijama postojećih veza samo ograničenom izmenom ključeva.

Po mišljenju Gandina taj proces treba da se izvede znatno radikalnije i, da bi se obezbedio potpun uspeh, on preporučuje njegovo izvođenje u tri etape. Prva etapa bi predstavljala uvođenje izveštaja sa podacima neophodnim za objektivnu analizu i prognozu meteoroloških polja. Ova etapa bi mogla odmah da počne da se ostvaruje. Druga etapa bi omogućila uvođenje novog sistema šifrovanja meteoroloških podataka koji se u osnovi razlikuje od sada postojećeg. Ova etapa bi omogućila u velikoj meri automatizovanje dešifrovanja meteoroloških izveštaja. U trećoj etapi trebalo bi da se ostvari prelaz u vezi sa uvođenjem automatske obrade signala vertikalne sondaže atmosfere ka »nemehaničkoj« predaji i prijemu meteoroloških izveštaja.

Gandin je pokušao da u nekoliko tačaka formuliše zahteve koje treba da ispuni sistem šifrovanja za ciljeve automatskog prijema podataka za objektivnu analizu i numeričku prognozu vremena. To su:

1) Celishodno odeliti izveštaje o vrednostima osnovnih meteoroloških elemenata — geopotencijala, vetra, temperature i vlažnosti — na glavnim izobarskim površinama (uključujući i 1000 mb) od svih ostalih izveštaja i predavati prve izveštaje pre ostalih;

2) Stanice ne treba označavati uslovnim indeksom već neposredno njihovim geografskim koordinatama, kao što je u sadašnje vreme predviđeno u pomorskim ključevima;

3) Izbaciti iz depeša sistem »raspoznavajućih grupa« i »raspoznavajućih znakova« izveštaja kao prekomerno rasipništvo. U zamenu za to neophodno je utvrditi

mesto odnosno raspored podataka u izveštaju. Zatim treba, uvesti specijalne signale za početak i kraj meteorološkog izveštaja;

4) U slučaju da neki od podataka izostane u depeši, ne bi se smeli na njihovim mestima pojaviti podaci koji dalje slede. Potrebno je da se odgovarajuća mesta popune specijalnim znacima, koji bi označavali odsutnost podataka. Najjednostavnije je u tu svrhu koristiti signal »prazno« tako da bi na papiru na kome se izveštaj štampa (ali ne i na perforiranoj traci) odgovarajuće mesto u izveštaju ostalo prazno;

5) Neophodno je da se predvide putevi provere podataka koji se saopštavaju i njihove netačnosti odstrane još u toku predaje. Pored kontrolnih brojeva (slično onim koje je predložio Tomson) trebalo bi da se izvrši i pogodno grupisanje elemenata tako da se u isto vreme sa apsolutnim geopotencijalom predaje i relativni, uporedo sa vetrom predaje i termički vetar i sl.

Svakako, pitanje obezbeđenja pouzdanosti izveštaja u sadašnje vreme je dobro razrađeno u teoriji informacija. Preostaje da se koristimo time.

Ovo su samo neke ideje koje nam pokazuju kako se zamišlja dalji napredak objektivne analize meteoroloških polja u bliskoj budućnosti.

8.3. **Kontrola tačnosti početnih podataka i ispravljanje grubih grešaka.** Podaci o meteorološkim elementima podložni su dvema vrstama grešaka. Prva vrsta grešaka proističe iz nemogućnosti da se instrumentalnim merenjima apsolutno tačno odredi fizičko stanje jednog meteorološkog elementa. Sa tog stanovišta, nijedan meteorološki podatak nije apsolutno tačan, već sadrži izvesnu grešku. Ove greške se zovu sistematske. One se skoro uvek nalaze unutar granica tolerancije tačnosti sa kojima se računa pri svim analizama metoroloških polja i drugim razmatranjima.

Drugu vrstu grešaka predstavljaju tzv. slučajne greške. Njihov izvor je mnogostruk, jer one nastaju prolaskom kroz niz postupaka od čitanja vrednosti na instrumentu do završetka analize odgovarajućeg meteorološkog polja. One se najčešće javljaju usled neispravnosti instrumenta, grešaka u prvoj obradi podataka, šifrovanja meteoroloških izveštaja, komplikovanog sistema transmisije ovih izveštaja i dešifrovanja izveštaja.

Karakteristično je za ovu vrstu grešaka da je njihov broj srazmerno mali u odnosu na ukupan broj podataka. Međutim, za razliku od grešaka prve vrste, ove slučajne greške su obično veoma grube. Pri ručnoj analizi karata ovakve greške se lako uočavaju letimičnim upoređenjem sa okolnim podacima. Takvi pogrešni podaci se ako je moguće ispravljaju ili se, ako se to ne postigne, odbacuju. Međutim, prisustvo grubih grešaka među početnim podacima može bitno da utiče na kvalitet objektivne analize i netačan oblik polja datog meteorološkog elementa. Zbog toga provera početnih podataka i odstranjivanje grubih grešaka predstavlja važan sastavni deo metoda objektivne analize.

Pri klasičnom metodu analize (ručnom) sinoptičar donosi odluku da je neki od podataka pogrešan. Ta odluka se uglavnom donosi ako se sinoptičaru pri analizi neki podatak ne uklopi u odgovarajuću predstavu modela polja koja bi trebalo da proizađe uvažavanjem svih podataka. Ovakav način kontrole tačnosti i odbacivanja podataka kao netačnih predstavlja najsubjektivniji deo klasičnog metoda analize. Zbog toga je neophodno da se uspostave objektivni kriterijumi po kojima će se moći u potpunosti jednoznačno zaključiti da li se neki određeni podatak može smatrati tačnim ili pogrešnim.

Pronalaženje pogodnih kriterijuma za ocenu tačnosti podataka bilo bi znatno olakšano kad bi se raspolagalo statistikom o pogrešnim podacima ove vrste i njihovim izvorima. Nažalost, takve statistike dosad nisu vršene. Jedina grublja orijentacija u tom pravcu može se dobiti iz radova saradnika Ujedinjenog centra numeričke

prognoze vremena SAD. Po njima sledi da je oko 50% od ukupnog broja grubih grešaka uslovljeno greškama koje su nastale u postupcima prve obrade i šifrovanja vertikalne sondaže atmosfere. Oko 25% nastupa promenama cifara u toku transmisije i ostalih 25% nastupa u procesu dešifrovanja i ucrtavanja na karte. Ova isuviše gruba statistika nije dovoljna za pronalaženje pogodnih kriterijuma za otkrivanje i uklanjanje grubih grešaka. Međutim, iz ovoga podatka se može zaključiti da bi automatizacijom postupka deširovanja i nanošenja podataka na karte otpao izvor iz kojeg potiče oko 25% od ukupnog broja grubih grešaka koje se sada javljaju.

Postoji bitna razlika u kontroli tačnosti podataka koja se sprovodi pri ručnoj i automatskoj analizi meteoroloških polja. Pri ručnoj analizi kontrola se vrši međusobnim upoređivanjem podataka u horizontalnom pravcu dok se pri automatskoj kontroli upoređivanje vrši u vertikalnom pravcu. U prvom slučaju se procenjuje da li se određeni podatak upoređen sa okolinom uklapa u jedan od oblika datog meteorološkog polja na koji je analitičar nailazio u svojoj praksi. Ukoliko uklapanje nije zadovoljavajuće, što analitičar sasvim subjektivno ceni, podatak se odbacuje.

Metodi automatizovane kontrole zasnivaju se uglavnom na činjenici da su atmosferska kretanja u velikoj meri kvazistatična, tj. podčinjavaju se jednačini statike. Otuda je moguće izvršiti proveru kako se slažu podaci o geopotencijalu i temperaturi sa jednačinom statike. Od više metoda automatske kontrole podataka veoma podesan izgleda metod Rubcova (1962). Zbog toga ćemo ga ovde ukratko prikazati.

Zamislimo da raspolažemo sa podacima o geopotencijalu i temperaturi za izobarske površine $p=p_n$ i $p=p_{n+1}$. Integraljenjem jednačine statike dobijamo formulu za relativni geopotencijal

$$H_{n+1}-H_n=67{,}4\,\overline{T}\lg\frac{p_n}{p_{n+1}} \qquad (8.3.1)$$

Ovde su H_n i H_{n+1} vrednosti apsolutnog geopotencijala izobarskih površina p_n i p_{n+1} u gpm a $\overline{T}$ je srednja temperatura sloja između površina p_n i p_{n+1}. U slučaju kada je vertikalni profil temperature u sloju linearan srednja temperatura sloja jednaka je poluzbiru temperatura na površinama p_n i p_{n+1}, tj. $\overline{T}=1/2(T_{n+1}+T_n)$. Posle zamene u (8.3.1) biće

$$H_{n+1}-H_n=33{,}7\,(T_{n+1}-T_n)\lg\frac{p_n}{p_{n+1}}, \qquad (8.3.2)$$

Ili, s obzirom da je $T_n=T_0+t_n$ i $T_{n+1}=T_0+t_{n+1}$, zamenom ovih vrednosti u jednačini (8.3.2) imamo

$$H_{n+1}-H_n=33{,}7\,(2\,T_0+t_{n+1}+t_n)\lg\frac{p_n}{p_{n+1}}$$

odnosno

$$H_{n+1}-H_n=18\cdot 400\lg\frac{p_n}{p_{n+1}}+33{,}7\,(t_{n+1}+t_n)\lg\frac{p_n}{p_{n+1}}.$$

Ako ovaj obrazac primenimo na slojeve između susednih standardnih izobarskih površina i pri tom temperaturu izrazimo u celim stepenima po Celzijusovoj skali, dobićemo sledeće izraze:

$$\begin{aligned}
H_{850}-H_{1000}&=1300+2{,}38\,(t_{1000}+t_{850})\\
H_{700}-H_{850}&=1553+2{,}86\,(t_{850}+t_{700})\\
H_{500}-H_{700}&=2690+4{,}93\,(t_{700}+t_{500})\\
H_{400}-H_{500}&=1784+3{,}27\,(t_{500}+t_{400})\\
H_{300}-H_{400}&=2300+4{,}21\,(t_{400}+t_{300})\\
H_{200}-H_{300}&=3242+5{,}94\,(t_{300}+t_{200})\\
H_{100}-H_{200}&=5542+10{,}15\,(t_{200}+t_{100})
\end{aligned} \qquad (8.3.3)$$

Ovaj sistem jednačina je uvek sa dovoljnom tačnošću zadovoljen ako je vertikalan profil temperature u odgovarajućim slojevima linearan. Ako je, pak, vertikalan profil nelinearan, postojaće razlike između vrednosti na levim i onim na desnim stranama jednačina. Međutim, ove razlike ne mogu biti naročito velike. Iz analize većeg broja vertikalnih profila temperature Rubcov je odredio granice preko kojih ne mogu apsolutne vrednosti ovih razlika da pređu. Te granične vrednosti su:

za sloj 1000—850 mb	$\Delta=30$ gpm;
„ „ 850—700 „	$\Delta=30$ „
„ „ 700—500 „	$\Delta=40$ „
„ „ 500—400 „	$\Delta=30$ „
„ „ 400—300 „	$\Delta=40$ „
„ „ 300—200 „	$\Delta=50$ „
„ „ 200—100 „	$\Delta=80$ „

Pomoću jednačina (8.3.3) i ovog kriterijuma elektronska računska mašina vrlo lako izvrši proveru tačnosti sondažnih podataka. To se izvršava na taj način što mašina pomoću podataka o geopotencijalima i temperaturi standardnih izobarskih površina smeštenih u memoriju izračunava razliku između vrednosti koje se nalaze na levim i desnim stranama svake od jednačina (8.3.3), a zatim apsolutne vrednosti izračunatih razlika upoređuje sa dozvoljenom graničnom razlikom Δ za odgovarajući sloj. Ako je modul razlike manji od vrednosti Δ izveštaj date stanice se smatra tačnim; u suprotnom slučaju podaci se smatraju sumnjivim.

Po sistemu jednačina (8.3.3) moguće je ne samo konstatovati postojanje grešaka u podacima neke stanice, već i odrediti koja je od veličina pogrešna. Takođe je u većini slučajeva moguće izvršiti odgovarajuću ispravku pogrešne vrednosti.

Da bismo to pokazali, zamislimo da su podaci o geopotencijalima visina izobarskih površina na nekoj stanici tačno izračunati. Međutim, u toku daljih postupaka kroz koje prolaze podaci od stanice do elektronske mašine, kao što su šifrovanje, transmisija linijama veze, itd., potkrade se greška u jednom od podataka geopotencijala ili temperature. Primenom jedančina (8.3.3) u metodu prve kontrole podataka dve susedne jednačine u kojima je sadržan pogrešan podatak neće biti zadovoljene. Ostale jednačine toga sistema biće zadovoljene u granicama tačnosti koje su kriterijumom određene. Razume se, pojava razlika koje ne ispunjavaju uslove kriterijuma u dve susedne jednačine pokazuje nam da je jedan od podataka — geopotencijal ili temperatura na određenom nivou koji se javlja u obe jednačine pogrešan. Ali koja je od vrednosti pogrešna — geopotencijal ili temperatura — tek treba da se odredi.

Posmatrajući dalje sistem jednačina (8.3.3) lako se može uočiti da će greška u vrednosti geopotencijala dovesti do nejednakosti u susednim jednačinama kod kojih će razlike biti jednake po apsolutnoj vrednosti a suprotne po znaku. Međutim, ako je pogrešna vrednost temperature, pojaviće se nejednakost u susednim jednačinama kod kojih će razlike između levih i desnih strana biti proporcionalne koeficijentima ispred zagrada i imaće isti znak.

Kada je pogrešna vrednost otkrivena, nema naročitih teškoća da se ista ispravi. U tu svrhu dovoljno je da se netačnoj vrednosti geopotencijala doda polurazlika nejednakosti susednih jednačina. Ako je vrednost temperature netačna, ispravka se postiže na taj način što se ista vrednost dodaje srednjoj vrednosti izvedenoj iz nejednakosti s težinama proporcionalnim koeficijentima ispred zagrada.

Drugi vid grešaka koji se često javlja je sledeći. Pretpostavimo da u postupcima šifrovanja i transmisije podataka nije došlo do grešaka, ali je učinjena greška pri izračunavanju geopotencijalnih visina na samoj stanici. U ovom slučaju treba imati u vidu postupak izračunavanja geopotencijalnih visina. Naime, ove visine se izračunavaju od donje ka gornjoj granici atmosfere. Tako se najpre odredi H_{1000}, zatim se izračunava debljina sloja H_{850}—H_{1000} i ona se dodaje vrednosti H_{1000}, itd. S obzirom na ovakav postupak ako se u jednom od ovih izračunavanja načini greška, samo jedna od jednačina (8.3.3) neće biti zadovoljena, dok će sve ostale biti zadovoljene u datim granicama tačnosti.

I u ovom slučaju kao i ranije nije teško ustanoviti koja vrednost geopotencijala je pogrešna. Tako, npr., ako je u nizu vrednosti koje predstavljaju geopotencijale slojeva iznad neke stanice vrednost jednog sloja pogrešna, onda se po jedn. (8.3.3) odmah može videti da mora biti pogrešna vrednost na gornjoj granici sloja. Ispravka te pogrešne vrednosti vrši se prostim dodavanjem istoj nejednakosti ogovarajuće formule iz sistema (8.3.3). Tu nejednakost (razliku) treba zatim dodati svim geopotencijalnim visinama koje se nalaze iznad date površine.

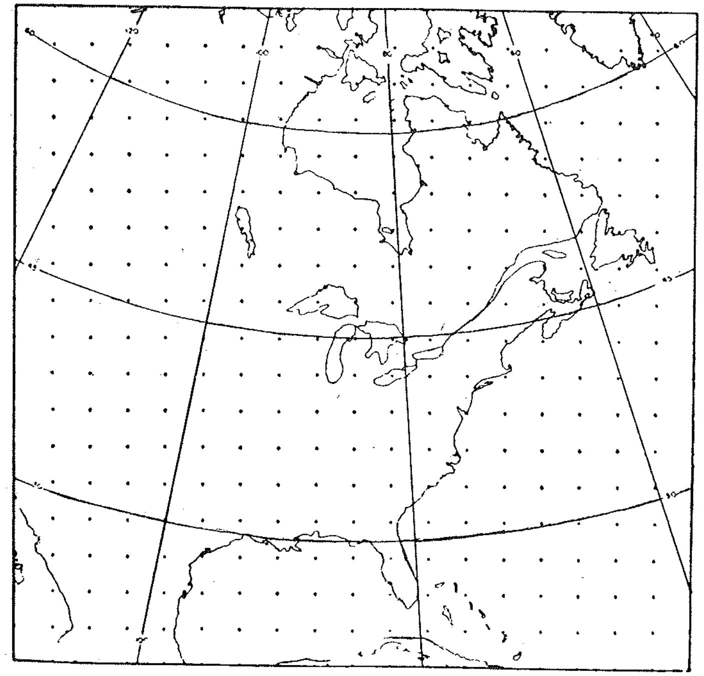
Ovaj metod statičke kontrole tačnosti podataka, koji je u navedenim slučajevima veoma zgodan, ima i svoje nedostatke. On je sasvim podesan kad se radi o jednoj greški u nekom meteorološkom izveštaju. Međutim, ponekad se desi slučaj da dođe do izmene nekoliko numeričkih vrednosti u meteorološkom izveštaju i tako se pojavi više grubih grešaka. Onda će se pri statičkoj kontroli pokazati da će se u nekoliko formula iz sistema (8.3.3) javiti nejednakost. U takvom slučaju je dosta teško, a često i nemoguće, utvrditi koje su od vrednosti tačne a koje nisu. Prema tome i ispravljanje netačnih vrednosti ne može doći u obzir. Zbog toga se u takvim slučajevima najčešće ceo meteorološki izveštaj date stanice smatra sumnjivim i odbacuje kao neupotrebljiv.

Na kraju neće biti suvišno da se ovde spomene da je ovaj metod statičke kontrole podesan takođe i za kontrolu podataka pri klasičnoj (ručnoj) analizi karata. Razume se, u tome slučaju ne podvrgavaju se kontroli svi podaci na karti, već samo oni koji izgledaju sumnjivi sinoptičaru. Provera i ispravka pogrešnih podataka može se znatno ubrzati i olakšati izradom specijalnih tablica i nomograma.

8.4. **Gilchrist-Cressmanov metod.** U dosadašnjem razvoju objektivne analize formulisana su tri metoda koji se međusobno u osnovi razlikuju. Prvi metod su dali američki meteorolozi Gilchrist i Cressman (1954). On je objavljen 1954. godine. Godinu dana kasnije pojavio se drugi metod kojeg su objavili švedski meteorolozi Bergthorsson i Döös (1955). Treći metod formulisao je sovjetski meteorolog Gandin i opširno ga opisao u svojoj knjizi objavljenoj 1963. godine.

Gilchrist-Cressmanov metod se zasniva na opisivanju polja pritiska ili geopotencijala pomoću polinoma drugog reda. To se vrši popunjavanjem polinoma

drugog reda osmotrenim podacima u oblasti koja okružuje tačku mreže u kojoj se traži vrednost pritiska ili geopotencijala. Mreža sa pravilno raspoređenim tačkama u kojima su izračunavane vrednosti geopotencijala prikazana je na sl. 8.4.1. Oko svake tačke ove mreže ograničena je oblast u obliku kvadrata sa stranom od 1000 km. Zatim je na osnovu podataka o visini i vetru unutar takvog kvadrata opisano polje visine izobarske površine u njemu polinomom drugog reda. Da bi se računalo sa manjim apsolutnim brojevima, visina izobarskih površina izražava se devijacijom visine H od standardne atmosfere.



Sl. 8.4.1. Mreža tačaka za izračunavanje visina izobarske površine

Polinom kojim se predstavlja visina H neke površine u prostoru može biti napisan u obliku

$$H = a_{00} + a_{10}\,x + a_{01}\,y + a_{11}\,xy + a_{20}\,x^2 + a_{02}\,y^2$$

ili u sažetom obliku

$$H = \sum_{i+j=0}^{i+j=2} a_{ij}\,x^i\,y^j \qquad (8.4.1)$$

Ako početak koordinatnog sistema stavimo u tačku mreže, onda je u tački O(0,0) visina H jednaka vrednostima koeficijenta a_{00}. Da bismo mogli odrediti svih šest koeficijenata a_{ij}, potrebno je da raspolažemo sa šest nezavisnih veličina, a to su osmotrene vrednosti H u šest tačaka (meteoroloških stanica) čiji su položaji (vrednosti x, y) poznati.

U oblasti oblika kvadrata čija je strana jednaka 1000 km obično se retko mogu naći 6 radiosondažnih stanica. Zbog toga se koriste pored podataka o visini izobarske

površine i podaci o vetru. Razume se, korišćenje podataka o vetru podrazumeva uvažavanje geostrofske aproksimacije. Svaki podatak o vetru nam daje dve nezavisne vrednosti $\frac{\partial H}{\partial x}$ i $\frac{\partial H}{\partial y}$ u svakoj tački. Prema tome, osmotrene vrednosti visine i vetra samo na dve stanice u ograničenoj oblasti kvadratnog oblika daju nam 6 nezavisnih podataka. To znači da smo samo pomoću podataka o visini i vetru sa dve stanice već u mogućnosti da odredimo svih šest koeficijenata iz jednačine (8.4.1) i izračunamo visinu izobarske površine u datoj tački mreže.

Uopšte uzevši, osmotreni podaci na susednim radiosondažnim stanicama nisu u potpupoj međusobnoj saglasnosti. Stoga je dobro da se raspolaže sa više od minimalnog broja podataka za određivanje koeficijenata i izračunavanje vrednosti H u tački mreže. U većini slučajeva u neposrednoj blizini tačke mreže mogu se naći više od dve radiosondažne stanice. Zbog toga rešavanje polinoma drugog reda pomoću većeg broja osmotrenih podataka izvodi se metodom najmanjih kvadrata. (Ovaj metod je opisan u većini statističkih udžbenika, a sažet prikaz se može naći u udžbenicima Vujevića (1956) i Conrada (1944). Po metodu najmanjih kvadrata koeficijent a_{ij} se tako izabira da se odredi minimalna vrednost

$$S=\frac{1}{\sigma_H}\sum_{n=1}^{r}(H_n-H_n')^2+\frac{1}{\sigma_w}\sum_{n=1}^{s}\left[\left(\frac{\partial H_n}{\partial x}-\frac{\partial H_n'}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial H_n}{\partial y}-\frac{\partial H_n'}{\partial y}\right)^2\right]$$

Ovde su H_n, $\frac{\partial H_n}{\partial x}$ i $\frac{\partial H_n}{\partial y}$ velične dobijene iz osmatranja a H_n', $\frac{\partial H_n'}{\partial x}$ i $\frac{\partial H_n'}{\partial y}$ odgovarajuće veličine izračunate iz polinoma (8.4.1). σ_H i σ_w predstavljaju standardne devijacije grešaka osmotrenih vrednosti visina H izobarskih površina i vetra na njima. Ove veličine određuju stepen težine koja treba da se da vrednostima H i vetra. Stoga se odnos σ_H/σ_w zove težinski faktor. Pod pretpostavkom da se greške pokoravaju Gausovoj raspodeli, izborom a_{ij} na ovaj način dobija se najverovatnija vrednost težine veličine H. Tako preostaje da se reši 6 linearnih algebarskih jednačina

$$\frac{\partial S}{\partial a_{ij}}=0 \quad 0\leqslant i+j\leqslant 2$$

za dobijanje koeficijenata a_{ij} a posebno koeficijenta a_{oo}.

U primeni ovog metoda javljaju se dva važna pitanja. Prvo od njih je kakvu težinu treba dati podacima o vetru a kakvu podacima o visini izobarskih površina, tj. kako odrediti težinski faktor σ_H/σ_w. Drugo, znatno teže pitanje je kako izračunati vrednost u tački mreže i odrediti oblik izobarske površine u oblasti gde nema ni minimum potrebnih podataka.

Na prvo pitanje Gilchrist i Cressman dali su odgovor na osnovu posebno izvedenog numeričkog testa. Ovaj test se sastojao iz izračunavanja ovih težina u različitim odnosima, a rezultati su upoređivani sa srednjom vrednosti dobijenom iz tri nezavisno izvedene subjektivne analize iste situacije. Korišćen je deo mreže gde je bilo dovoljno osnovnih podataka. Tako je za 500 mb nivo ustanovljeno da postoji jedan optimalni odnos težina pri kojem je srednja razlika visina objektivno i subjektivno analiziranih karata minimalna. Međutim, za potrebe prognoze važnije je da postoji veća sličnost u obliku analiziranih polja nego u apsolutnim vrednostima visina izobarskih površina. Zbog toga su Gilchrist i Cressman našli odnos težina pri kojima se dobija minimalno srednje odstupanje laplasijana visina izobarske

površine ΔH. Po njima taj odnos je najpovoljniji kad se za vetar uzme vektorska greška od 10 čvorova (5 m/sec) i odgovarajuća greška visine od 15 gpm.

Drugi problem, kao što je rečeno, javlja se u oblastima gde nema minimalnog broja podataka. Za aproksimaciju polja visina polinomom drugog reda potrebno je imati najmanje 6 podataka. Međutim, da bi se izbegla pojava računske nestabilnosti, koja se javlja kao posledica nedovoljne tačnosti podataka, u praksi se računa sa više od 6 podataka, obično ne manje od 10 do 12. U znatnom broju oblasti veličine 1000×1000 km^2 mreža stanica je još uvek retka i ne raspolaže se sa potrebnim brojem početnih podataka. Gilchrist i Cressman su našli rešenje ovog problema u višestrukom ponavljanju postupka izračunavanja vrednosti visina izobarske površine u tačkama mreže, uzimanjem u obzir pored osmotrenihi izračunate vrednosti i proširivanjem površine oblasti. To se ostvaruje na sledeći način.

Pri unošenju u mašinu podaci se razvrstavaju prema geografskom položaju po oblastima kvadratnog oblika sa veličinom strane 1000 km a u čijem se centru nalazi tačka mreže za koju se traži vrednost izobarske površine. Kad je postupak razvrstavanja podataka po oblastima završen, mašina počinje sa izračunavanjem vrednosti H u tačkama mreže. Izračunavanje se vrši po napred opisanim jednačinama upotrebljavajući sve raspoložive podatke u ograničenoj kvadratnoj oblasti oko date tačke mreže. Kad je izračunata vrednost u jednoj tački, prelazi se po određenom sistemu na sledeću tačku. Ako u nekom kvadratu nema minimalnog broja podataka, računanje se ne vrši u odgovarajućoj tački mreže, već se prelazi na sledeću tačku. Ovaj postupak se nastavlja dok sve tačke mreže ne budu obrađene.

Drugi postupak se sastoji iz vraćanja na početak i iz ponovnog razmatranja tačaka u kojima nisu izračunavane vrednosti H zbog nedostatka podataka. Ovoga puta se u kvadratima sa nedovoljno podataka osmotrenim podacima dodaju i podaci izračunati u tačkama mreže. Tako se sada u nekim tačkama koje su bile preskočene pri prethodnom izačunavanju mogu dobiti tražene vrednosti visina.

Međutim, opet se mora desiti da u izvesnom broju kvadrata sa osnovom 1000 km ne bude minimalnog broja podataka iako su uzeti u obzir svi raspoloživi podaci u toj oblasti (osmotreni i izračunati). Da bi izašli iz ove teškoće i izračunale vrednosti u tačkama oko kojih nema minimalnog broja podataka, Gilchrist i Gressman pristupaju povećanju površine ograničene oblasti oko tih tačaka mreže. Tako u trećem postupku mašina vrši izračunavanja na osnovu svih raspoloživih podataka unutar površine oblika kvadrata sa stranom od 1200 km. I posle ovog proširenja izvesne tačke će biti preskočene zbog nedostatka podataka. Tada se mašina vraća na početak i čitav postupak ponavlja pri novom uvećanju oblasti. U programu za izračunavanje je predviđeno da mašina pređe 7 puta preko svih tačaka mreže i da se pri tome vrši upotpunjavanje vrednosti preskočenih tačaka. Uvećanje oblasti ide do kvadrata sa stranom od 1800 km. Autori ovog metoda takođe ukazuju da u oblastima sa retkom mrežom stanica mogu da se koriste podaci o visini izobarske površine i o vetru iz prognostičke karte izrađene numeričkim metodom, a koja se odnosi na isti termin za koji se vrši objektivna analiza.

8.5. **Bergthorsson-Döösov metod.** Švedski meteorolozi Bergthorsson i Döös (1955) razvili su metod objektivne analize koji se u osnovi razlikuje od Gilchrist-Cressmanovog metoda. Ovaj švedski metod je izgrađen sa ciljem da se koristi za objektivnu analizu površine 500 mb, mada u načelu može biti primenjen na bilo koju izobarsku površinu. Za analizu se koriste tri vrste podataka. To su: 1) podaci o visini i vetru AT 500 mb za određeni termin; 2) barotropska prognoza AT 500 mb za period od 12 ili 24 časa koja se odnosi na isti termin za koji se traži analiza i 3) normalne vrednosti AT 500 mb za mesec u kome se izrađuje analiza.

Još pre nego što se dobiju podaci osmatranja, pristupa se izradi preliminarnog polja, koje se dobija iz prognostičkih vrednosti i normalnih vrednosti AT 500 mb po obrascu

$$Z_p = \frac{\mu_f Z_f + \mu_N Z_N}{\mu_f + \mu_N}.$$

Ovde su Z_p, Z_f i Z_N visine preliminarnog polja, barotropne prognoze odnosno normalne vrednosti površine 500 mb, a μ_f i μ_N težinski faktori prognostičkih odnosno normalnih vrednosti. Ovi težinski faktori određuju u kojem odnosu treba da se uzmu vrednosti Z_f i Z_N. Oni su dobijeni statističkim ispitivanjem ostvarivanja numeričkih prognoza po barotropnom modelu i odstupanja od normale. Težinski faktori u izvesnoj meri su funkcije geografskog položaja i godišnjeg doba. Pod pretpostavkom da odstupanja od normale nisu u korelaciji sa odstupanjima od prognoze, može se pisati

$$\mu_f = \frac{\text{const.}}{\sigma_f}$$

To znači da je težinski faktor prognoze obrnuto srazmeran srednjem kvadratnom korenu razlike između osmotrenih i prognoziranih vrednosti za velik broj prognoza. Na sličan način težinski faktor normale je određen u svakoj tački izrazom

$$\mu_N = \frac{\text{coust.}}{\sigma_N}$$

Ovde je σ_N srednji kvadratni koren odstupanja terminskih vrednosti Z od Z_N.

Raspolažući sa vrednostima preliminarnog polja u tačkama mreže i osmotrenim podacima visina i vetra za površinu 500 mb iz stanica oko tačaka mreže pristupa se izračunavanju aproksimativnih vrednosti površine 500 mb u tačkama mreže. To izračunavanje se vrši po tri različita obrasca. Po prvom obrascu dobija se vrednost visine 500 mb površine u tački mreže pod pretpostavkom da je razlika između osmotrene visine (Z_{os}) i preliminarne visine na stanici (Z_{ps}) jednaka razlici između izvedene visine (Z_1) i preliminarne visine u tački mreže. Odgovarajući obrazac ima oblik

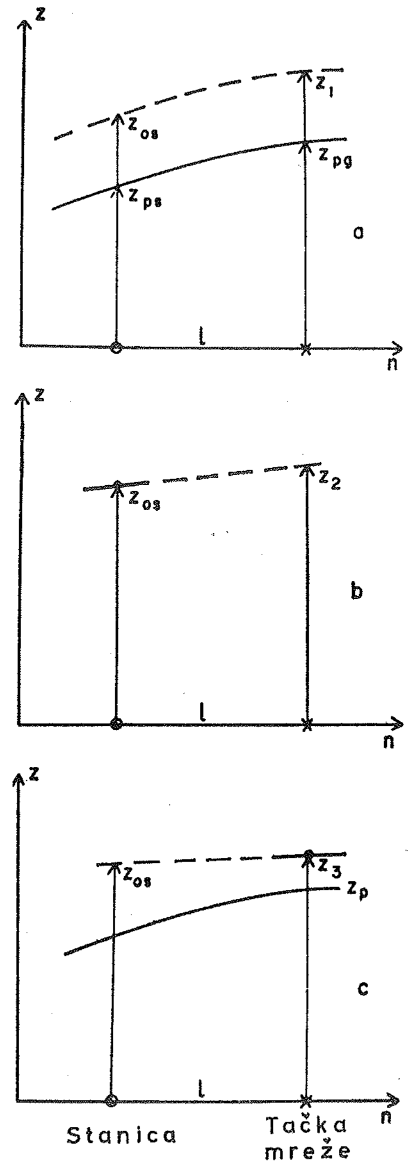
$$Z_1 = Z_{pT} + (Z_{0s} - Z_{ps}) \qquad (8.5.1)$$

Indeks s označava da se vrednost odnosi na stanicu a T na tačku mreže. Odnos veličina datih obrascem šematski je ilustrovan na sl. 8.5.1a.

Po drugom obrascu dobija se vrednost visine u tački mreže pod pretpostavkom da je osmotreni vetar geostrofski i da je reprezentativan za oblast između tečke mreže i stanice. Tada dobijamo drugu aproksimativnu vrednost visine

$$Z_2 = Z_{0s} + \left(\frac{\partial Z}{\partial h}\right)_{0s} \cdot h \qquad (8.5.2)$$

gde je h odstojanje između stanice i tačke mreže. Obrazac (8.5.2) je predstavljen grafički na sl. 8.5.1b. Kao što se vidi po ovom obrascu vrednost u tački mreže se dobija linearnom ekstrapolacijom gde se gradijent polja određuje po osmotrenim podacima na stanici uz pomoć geostrofske aproksimacije.

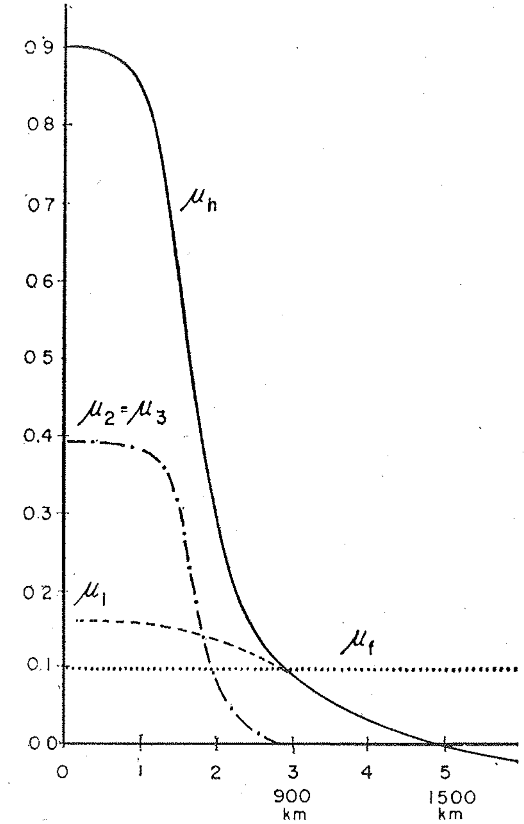


Sl. 8.5.1.

Po trećom obrascu vrednost u tački mreže se dobija pod pretpostavkom da je gradijent preliminarnog polja u tački mreže reprezentativan za oblast između stanice i tačke mreže. Ovaj obrazac ima oblik

$$Z_3 = Z_{0s} + \left(\frac{\partial Z}{\partial h}\right)_{pT} \cdot h \qquad (8.5.3)$$

i takođe je grafički prikazan na sl. 8.5.1c. Ovde se ekstrapolacija vrši sa gradijentom u tački mreže koji je određen po preliminaronom polju.



Sl. 8.5.2. Grafički prikaz težinskih funkcija. (Po Bergthorssonu i Döösu.)

Bergthorsson i Döös dalje uvode pretpostavke da su težinski faktori vrednosti Z_1, Z_2 i Z_3 funkcije samo rastojanja između tačke mreže i stanice. Zavisnost težinskih faktora od odstojanja h određena je statistički i data je izrazima

$$\mu_1 = \frac{30}{h^4 + 150} - 0{,}04$$

$$\mu_2 = \mu_3 = \frac{27}{h^8 + 70}$$

gde se h izražava u jedinicama jednakim rastojanju između tačaka mreže (u ovom slučaju 300 km). Grafički prikaz ovih funkcija daje nam sl. 8.5.2. Zatim je formirana jednačina regresije

$$Z_T = \frac{\mu_1 Z_1 + \mu_2 Z_2 + \mu_3 Z_3 + \mu_f Z_f}{\mu_1 + \mu_2 + \mu_3 + \eta_f}.$$

Prema sl. 8.5.2 sledi da će faktor težine μ_1 biti zanemarljivo mali na rastojanju stanice od tačke mreže većem od 1500 km. Težinski faktori μ_2 i μ_3 postaju neznatni na rastojanju od oko 900 km. To znači da se za određivanje visine izobarske površine u nekoj tački mreže mogu koristiti podaci o visini H iz stanica koje nisu udaljene više od 1500 km a podaci o vetru iz stanica koje nisu udaljene više od 900 km. U slučaju kada se na rastojanju od tačke mreže manjem od 1500 km ne nalazi dovoljan broj stanica ili one koje se nalaze na kraćem rastojanju nemaju podatke o vetru, izračunavanje visine izobarske površine u tački mreže vrši se po obrascu (8.5.1). Samo, tada je odgovarajući faktor težine znatno veći od μ_1. U ovom slučaju on ima vrednost

$$\mu_4 = \frac{2{,}25}{h^8 + 5} + \frac{10}{h^4 + 20} - 0{,}01.$$

Najzad, pored vrednosti Z_1, Z_2 i Z_3 pri izračunavanju visine izobarske površine u tački mreže uzimaju se u obzir i vrednosti koje određuju preliminarno polje, tj. Z_f i Z_N. Tako bi obrazac za izračunavanje vrednosti u tački mreže pomoću osmotrenih podataka na samo jednoj stanici koja se nalazi na rastojanju h bilo

$$Z_T = \frac{\mu_f Z_f + \mu_N Z_N + \mu_1 Z_1 + \mu_2 Z_2 + \mu_3 Z_3 + \mu_4 Z_4}{\mu_f + \mu_N + \mu_1 + \mu_2 + \mu_3 + \mu_4} \qquad (8.5.4)$$

U slučaju kada se u blizini tačke mreže nalazi više stanica uzima se konačna vrednost visine izobarske površine u tački mreže kao srednja vrednost dobijena po obrascu (8.5.4) iz podataka svih stanica koje se nalaze u okolini date tačke mreže. Međutim, u takvom slučaju javlja se nov faktor koji treba da se uzme u obzir. Naime, podaci iz stanice koje se nalaze sasvim blizu jedna drugoj imaju visoku međusobnu korelaciju i utiču znatno više na visinu u tački mreže nego podaci iz stanica koje su međusobno više udaljene. Zbog toga podatke iz prvih treba uzeti sa manjom a iz drugih sa većom težinom. Bergthorsson i Döös su to postigli delenjem težina svih podataka sa gustinom stanica ϱ, koja se određuje kao broj stanica u krugu radijusa 375 km oko date stanice. Uzimajući u obzir i ovaj faktor, konačno obrazac za izračunavanje visine izobarske površine u tački mreže ima oblik

$$Z_T = \frac{\mu_f Z_f + \mu_N Z_N + \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{\varrho_i} [\mu_1 Z_1 + \mu_2 Z_2 + \mu_3 Z_3]_i + \sum_{j=1}^{m} \frac{1}{\varrho_j} [\mu_4 Z_1]_j}{\mu_f + \mu_N + \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{\varrho_i} [\mu_1 + \mu_2 + \mu_2]_i + \sum_{j=1}^{n} \frac{1}{\varrho_j} [\mu_4]_j} \qquad (8.5.5)$$

U ovom obrascu prva dva člana u brojiocu i imeniocu odnose se na preliminarno polje, tj. predstavljaju doprinos prognostičke i normalne vrednosti visine u tački mreže sa odgovarajućim težinama, n označava broj stanica iz kojih su iskorišćeni podaci o visini i vetru a m broj stanica iz kojih su iskorišćeni podaci samo o visini izobarske površine.

Obrazac (8.5.5) je veoma podesan za numerička izračunavanja, jer se računanje može izvoditi parcijalno i bez nekog utvrđenog reda tačaka mreže ili stanica. Tako, npr. izračunavanje visine u nekoj tački mreže vrši se nezavisno od ostalih tačaka i pritom se koristi bilo koji raspoliživi broj stanica. Ako podaci izvesnog broja stanica stignu sa zakašnjenjem, oni se mogu naknadno uzeti u obzir za popravku vrednosti u tačkama mreže, bez remećenja prethodno obavljenog računanja.

8.6. **Gandinov metod optimalne interpolacije.** Pri poređenju rezultata napred opisanih metoda objektivne analize, kao i još nekih manje značajnih metoda o kojima nije bilo ovde govora, utvrđeno je da se dobijeni rezultati za iste situacije međusobno razlikuju isto toliko koliko se razlikuju analize izvedene subjektivnim metodom od više sinoptičara. To pokazuje da ovim metodima objektivne analize nedostaje neki jednoznačan kriterijum koji bi svaku proizvoljnost sveo na najmanju meru. Metod objektivne analize koji u velikoj meri ispunjava takav uslov dao je ruski meteorolog Gandin (1963). Taj metod je poznat pod nazivom metod optimalne interpolacije.

Metod Gandina se zasniva na zahtevu da srednji kvadrat greške objektivne analize u statističkom smislu bude minimalan. Za zadovoljenje ovog zahteva potrebno je formirati jednačine višestruke regresije. Međutim, višestruka regresija koja se koristi u optimalnoj interpolaciji razlikuje se od klasičnog metoda višestruke regresije. Ta razlika se sastoji u tome što se za optimalnu interpolaciju koeficijenti regresije ne određuju svaki put ponovo statističkom obradom velikog broja podataka, već samo jednom, pomoću karakteristika statističke strukture polja funkcije koja se razmatra. Zbog toga primena metoda optimalne interpolacije zahteva prethodno upoznavanje pojmova strukturnih i korelacionih funkcija meteoroloških polja.

8.7. **Strukturne i korelacione funkcije.** Prema definiciji Gandina (1963) pod statističkom strukturom meteoroloških polja podrazumevaju se zakonitosti kojima se ta polja potčinjavaju u srednjim vrednostima. Upravo ovde se misli na zakonitosti koje se ne odnose na pojedine vrednosti elemenata već na velike skupove takvih vrednosti. Pri tome se srednje vrednosti izračunavaju samo iz grupe sličnih situacija u kojima karakteristike strukture datog meteorološkog elementa statistički pokazuju usku povezanost. Za potrebe objektivne analize metodom optimalne interpolacije dolaze u obzir karakteristike strukture u horizontalnom pravcu, ili tačnije rečeno, na nekoj određenoj izobarskoj površini. Broj situacija i podataka iz kojih se izračunavaju srednje vrednosti treba da je dovoljno velik, da se njihovim daljim povećanjem ne bi dobijeni rezultati bitno menjali.

Za dalje razmatranje strukturne funkcije uzećemo jednu određenu izobarsku površinu. Neka su dve tačke na toj površini označene radijus vektorima $\mathbf{r}_1$ i $\mathbf{r}_2$ a meteorološki elemenat sa f. Tada se strukturnom funkcijom $B_f(\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2)$ naziva srednji kvadrat razlike elementa f u tačkama $\mathbf{r}_1$ i $\mathbf{r}_2$, tj.

$$B_f(\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2) = \overline{[f(\mathbf{r}_1) - f(\mathbf{r}_2)]^2} \qquad (8.7.1)$$

Crta iznad izraza na desnoj strani ove jednačine znači srednju vrednost. Odavde se vidi da strukturna funkcija zavisi od vektora $\mathbf{r}_1$ i $\mathbf{r}_2$, zatim od elementa f i od uslova izračunavanja srednje vrednosti.

Čest je slučaj da je zgodnije računati sa odstupanjima (devijacijama) nekog elementa od njegove srednje vrednosti nego sa vrednostima samog elementa. To uglavnom zato što su brojne vrednosti odstupanja znatno manje od brojnih vrednosti datog elementa. Zbog toga ćemo prikazati i strukturnu funkciju za odstupanje f' funkcije f od njene srednje vrednosti $\overline{f}$, tj.

$$f'(\mathbf{r}) = f(\mathbf{r}) - \overline{f}(\mathbf{r}) \qquad (8.7.3)$$

Slično obrascu (8.7.1), strukturna funkcija za odstupanje f' od srednje (ili kako se još u klimatologiji zove normalne) vrednosti $\bar{f}$, funkcije f biće

$$b_f(r_1, r_2) = B_{f'}(r_1, r_2) = \overline{[f'(r_1) - f'(r_2)]^2}. \qquad (8.7.3)$$

Odnos između funkcija B_f i b_f dobija se kad se izraz (8.7.2) zameni u (8.7.1). S obzirom da je u statističkom smislu srednja vrednost odstupanja jednaka nuli i da ponovno osrednjavanje srednje vrednosti ne utiče na istu, to će biti

$$B_f(r_1, r_2) = [\bar{f}(r_1) - \bar{f}(r_2)]^2 + b_f(r_1, r_2).$$

Dalje je potrebno da se upoznamo sa pojmom statističke ujednačenosti (uniformnosti) i izotropije polja prema strukturnoj funkciji. Za neko polje kažemo da je statistički ujednačeno prema strukturnoj funkciji ako ova ne zavisi od vektora r_1 i r_2 ponaosob već samo od razlike $r_2 - r_1$. To znači da se u slučaju ujednačenost i strukturna funkcija ne menja ako se par tačaka r_1 i r_2 prenesu na bilo koje mesto polja, a pri tome se ne promeni rastojanje među tačkama i pravac vektora razlike.

Za neko polje kažemo da je izotropno prema strukturnoj funkciji ako ova ne zavisi od vektora r_1 i r_2 ponaosob već od vektora $r = \frac{1}{2}(r_1 + r_2)$ i skalarne veličine $\varrho = (r_2 - r_1)$. U slučaju izotropije strukturna funkcija se ne menja ako se promeni položaj tačaka r_1 i r_2 i pri tome se ne promeni položaj centra i veličina duži koja spaja te tačke. Prema tome, ako je neko polje prema strukturnoj funkciji uniformno (ujednačeno), onda ta funkcija zavisi samo od skalarnog rastojanja ϱ između tačaka. Ovakva zavisnost strukturne funkcije od skalarnog argumenta jedino olakšava veoma mnogo primenu ove funkcije a naročito njenu upotrebu u računskim operacijama.

Kad posmatramo prirodu meteoroloških polja, onda se jasno uočava da strukturne funkcije meteoroloških elemenata uglavnom nisu uniformne i zotropne. To je usled neuniformnosti polja normalnih vrednosti meteoroloških elemenata. Radi ilustracije navešćemo da će za polje temperature strukturna funkcija u meridionalnom pravcu ili u priobalskim područjima biti veća nego u zonalnom pravcu i u sredini kontinenata ili okeana. Međutim, za razliku od strukturnih funkcija samih meteoroloških elemenata, strukturne funkcije njihovih odstupanja od normalnih vrednosti pokazuju se u većini slučajeva i sa dovoljnom tačnošću uniformne i izotropne. Ova osobina polja odstupanja održava se i za dovoljno velika odstojanja ϱ, pa su ona pogodna za praktična i teorijska razmatranja u obliku strukturnih funkcija.

Pored navedene strukturne funkcije i njenih osobina postoji još jedna važna karakteristika statističke strukture meteoroloških polja. To je korelaciona funkcija koja se određuje kao srednji proizvod vrednosti dvaju meteoroloških elemenata f i φ u dvema tačkama polja r_1 i r_2, tj.

$$M_{f\varphi}(r_1, r_2) = \overline{f(r_1)\,\varphi(r_2)}. \qquad (8.7.4)$$

Ako se korelišu vrednosti jednog istog elementa, recimo f, dve različite tačke, onda se funkcija (8.7.4) zove autokorelaciona funkcija i ima oblik

$$M_f(r_1, r_2) = M_{ff}(r_1, r_2) = \overline{f(r_1) f(r_2)}. \qquad (8.7.5)$$

Primenivši korelacione funkcije na odstupanja meteoroloških elemenata od njihovih normalnih vrednosti, izrazi (8.7.4) i (8.7.5) dobijaju oblik

$$m_{f\varphi}(r_1, r_2) = M_{f'\varphi'}(r_1, r_2) = \overline{f'(r_1)\,\varphi'(r_2)}$$

i

$$m_f(r_1, r_2) = M_{f'}(r_1, r_2) = \overline{f'(r_1) f'(r_2)}. \qquad (8.7.6)$$

U slučaju kada je $r_1 = r_2$, autokorelaciona funkcija je jednaka dispersiji elemenata f u tački r_1, tj.

$$m_f(r_1, r_1) = \overline{[f'(r_1)]^2}.$$

Odnos između funkcija (8.7.4) i (8.7.6) dobija se zamenom u prvoj od njih sa vrednostima datim izrazom (8.7.2). Taj odnos ima jednostavan oblik

$$M_{f\varphi}(r_1, r_2 = \bar{f}(r_1)\,\bar{\varphi}(r_2) + m_{f\varphi}(r_1, r_2)$$

odnosno za autokorelacione funkcije

$$M_f(r_1, r_2) = \bar{f}(r_1) \bar{f}(r_2) + m_f(r_1, r_2).$$

Najzad može se lako dobiti veza između autokorelacionih i strukturnih funkcija. U tom cilju potrebno je da se desna strana jednačine (8.7.1) razvije dizanjem na kvadrat i zatim izvrši zamena izrazima za autokorelacione funkcije. Tako će traženi odnos biti

$$B_f(r_1, r_2) = M_f(r_1, r_1) + M_f(r_2, r_2) - 2\,M_f(r_1, r_2). \qquad (8.7.7)$$

Na isti način se dobija odgovarajući odnos između funkcija b_f i m_f, tj.

$$b_f(r_1, r_2) = m_f(r_1, r_1) + m_f(r_2, r_2) - 2\,m_f(r_1, r_2). \qquad (8.7.8)$$

Odnosi između strukturnih i korelacionih funkcija dati ovim jednačinama pokazuju da uniformnost polja prema korelacionoj funkciji uključuje u sebi nezavisnost srednjeg kvadrata veličine f u tački od koordinata tačke. Ako se radi o odstupanjima od normalnih vrednosti, onda to označava konstantnost dispersije elementa. Kada je polje uniformno, prva dva člana sa desne strane jednačine (8.7.7) su konstantna, dok poslednji član, a time, i leva strana jednačine zavise samo od vektorske razlike $r_2 - r_1$. Isto razmatranje se odnosi i na slučaj kad su u pitanju odstupanja od normalnih vrednosti data u jednačini (8.7.8). Najzad proizlazi da pri postojanju uniformnosti i izotropije polja u odnosu na m_f i b_f jednačina (9.7.8) dobija prostiji oblik

$$b_f(\varrho) = 2\,m_f(0) - 2\,m_f(\varrho). \qquad (8.7.9)$$

Pri ovakvim uslovima jednačina (8.7.9) daje odnos koji predstavlja opšti karakter zavisnosti funkcija $b_f(\varrho)$ i $m_f(\varrho)$ od rastojanja ϱ.

Kraćom analizom jednačine (8.7.9) dobićemo opšte ponašanje funkcija $b_f(\varrho)$ i $m_f(\varrho)$ pri malim i velikim vrednostima ϱ. Pošto je po jednačini (8.7.3) funkcija $b_f(\varrho)$ uvek pozitivna i $b_f(o) = 0$, to pri malim vrednostima ϱ funkcija $b_f(\varrho)$ raste sa porastom argumenta ϱ. Nasuprot ovome, prema jednačini (8.7.9), u isto vreme autokorelaciona funkcija $m_f(\varrho)$ pokazuje se kao opadajuća funkcija. Ako se rastojanje ϱ između dveju tačaka polja bezgranično povećava, statistička veza između vrednosti f' u tim tačkama slabi. Po tome će za $\varrho \to \infty$ biti $m_f(\infty) \to 0$, a jednačina (8.7.9) će dobiti oblik

$$b_f(\infty) = 2\,m_f(0). \qquad (8.7.10)$$

Pomoću ove jednačine može se jednačina (8.7.9) napisati u obliku

$$b_f(\varrho) = b_f(\infty) - 2\,m_f(\varrho)$$

Na kraju se pokazuje korisnim da se uvede i pojam normirane autokorelacione funkcije (ili autokorelacionog koeficijenta) $\mu_f(\varrho)$ koji se dobija iz odnosa

$$\mu_f(\varrho)=\frac{m_f(\varrho)}{m_f(0)} \qquad (8.7.11)$$

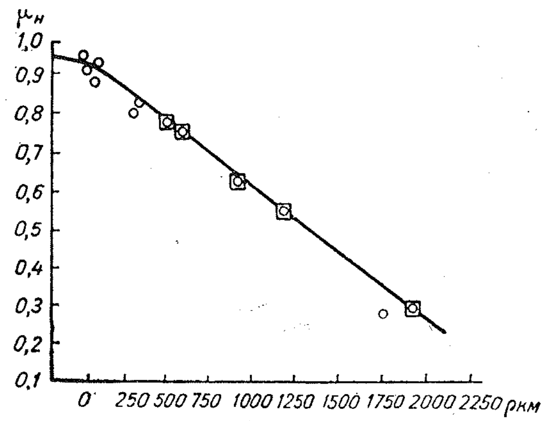
Odavde je očevidno da funkcija $\mu_f(\varrho)$ predstavlja koeficijent korelacije između vrednosti elementa f u dvema tačkama koje se nalaze na rastojanju ϱ jedna od druge, a koji je uzet kao funkcija tog rastojanja. Na sličan način se može dobiti i normirana strukturna funkcija

$$\beta_f(\varrho)=\frac{b_f(\varrho)}{b_f(\infty)} \qquad (8.7.12)$$

Koristeći se jednačinama (8.7.9), (8.7.10), (8.7.11) i (8.7.12), vidimo da je veza između $\beta_f(\varrho)$ i $\mu_f(\varrho)$ sasvim jednostavna

$$\beta_f(\varrho)=1-\mu_f(\varrho).$$

Opravdanost upotrebe normiranih funkcija $\mu_f(\varrho)$ i $\beta_f(\varrho)$ leži u izvesnoj prednosti koju ove funkcije imaju u odnosu na napred razmatrane oblike strukturnih i korelacionih funkcija, jer po pravilu manje zavise od uslova osrednjavanja. Jedan primer grafika normirane autokorelacione funkcije $\mu_N(\varrho)$ prikazan je na sl. 8.7.1. Ovu funkciju je Elisassen (1954) iskoristio u izučavanju racionalizacije mreže aeroloških stanica.



Sl. 8.7.1. Normirana autokorelaciona funkcija geopotencijala AT 500 mb. (Eliassen, 1954.)

8.8. **Optimalna interpolacija.** Naziv optimalna interpolacija javlja se prvi put u radu V. Wienera (1949), objavljenom 1949. godine. Međutim, u izveštaju Svetske meteorološke organizacije iz 1960. godine, posvećenom problemima racionalizacije mreže meteoroloških stanica, optimalna interpolacija se naziva »interpolacija po Eliassenu«. Primenu metoda optimalne interpolacije u objektivnoj analizi meteoroloških polja razradio je Gandin i rezultate objavio u više svojih radova. Ovde ćemo ukratko prikazati primenu ovog metoda po knjizi Gandina (1963).

Pretpostavimo da su nam poznate vrednosti f_i nekog meteorološkog elementa f u n tačaka $\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2, \ldots, \mathbf{r}_n$

$$f_i=f(\mathbf{r}_i) \qquad (i=1, 2, \ldots, n)$$

i neka se traži vrednost toga elementa u nekoj tački $\mathbf{r}_0$

$$f_0=f(\mathbf{r}_0).$$

Najpre se iz svih vrednosti elementa f u datim tačkama oduzimanjem normalnih vrednosti izračunaju odstupanja po formuli (8.7.2). Zatim se traži odstupanje f'_0 elementa f od normalne vrednosti u tački koja nas interesuje. Ovo odstupanje se traži u obliku linearne kombinacije

$$f_0'=\sum_{i=1}^{n} p_i f_i' \qquad (8.8.1)$$

gde su f_i' odstupanje u tačkama $\mathbf{r}_i$ a p_i predstavlja težinske faktore koje treba odrediti.

Pretpostavimo da su vrednosti elementa f u tačkama $\mathbf{r}_i$, koje su nam poznate, potpuno tačne. Vrednost f_0 je nepoznata i nju treba da dobijemo iz jednačine (8.8.1). Međutim, ne može se očekivati da će jednakost (8.8.1) biti uvek ispunjena bez obzira kakav izbor težinskih faktora učinili. Zbog toga se može postaviti zahtev da srednji kvadrat razlika između desne i leve strane jednačine (8.8.1), bude minimalan

$$E=\overline{\left(f_0'-\sum_{i=1}^{n} p_i f_i'\right)^2}. \qquad (8.8.2)$$

Pod takvim zahtevom tražimo težinske faktore p_i,

Interpolacija koja se izvodi pri takvim težinskim faktorima, dobijenim pod uslovom svođenja srednjeg kvadrata greške E na minimum, zove se optimalna interpolacija.

Ako sad razvijemo izraz na desnoj strani jednačine (8.8.2) dizanjem na kvadrat, dobićemo

$$E=\overline{f_0'^2}-2\sum_{i=1}^{n}\overline{p_i f_0' f_i'}+\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} p_i p_j \overline{f_i f_j}$$

ili ćemo, uvodeći pojam autokorelacione funkcije (8.7.6), imati

$$E=m_{00}-2\sum_{i=1}^{n} p_i m_{0i}+\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} p_i p_j m_{ij} \qquad (8.8.3)$$

Ovde ćemo polje elementa smatrati statistički uniformnim i izotropnim, pa će veličine m_{ij} zavisiti od odgovarajućih skalarnih rastojanja

$$m_{0i}=m_f(|\mathbf{r}_i-\mathbf{r}_0|)$$

$$m_{ij}=m_f(|\mathbf{r}_i-\mathbf{r}_j|)$$

$$m_{00}=m_f(0)=\overline{f'^2}$$

Nešto podesniji oblik jednačine (8.8.3) se dobija uvođenjem odnosa

$$\varepsilon=\frac{E}{m_{00}}=\frac{E}{\overline{f'^2}} \qquad (8.8.4)$$

gde veličina ε predstavlja odnos između srednjeg kvadrata greške interpolacije i dispersije elementa f'^2. Veličina ε se zove merom greške interpolacije. Posle zamene (8.8.3) u (8.8.4) dobijamo

$$\varepsilon = 1 - 2 \sum_{i=1}^{o} p_i \mu_{0i} + \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} p_i p_j \mu_{ij} \tag{8.8.5}$$

Sa μ_{oi} i μ_{ij} ovde su označene vrednosti normirane autokorelacione funkcije (koeficijenta korelacije) elementa f pri odgovarajućim rastojanjima. Pod pretpostavkom da je interpolacija izvedena određivanjem linearne kombinacije (8.8.1) i da su vrednosti f_i' (i=1,2, ..., n) tačne, a ne sa izvesnom greškom, jednačina (8.8.5) daje meru greške interpolacije primenjenog metoda.

Postavimo sad zahtev da interpolacija bude optimalna. To znači da treba da odredimo težinske faktore p_i tako da mera greške interpolacije ε bude minimalna u poređenju sa njenim vrednostima pri bilo kakvim drugim vrednostima p_i. Ovaj uslov minimuma ε po p_i biće ispunjen ako je prvi izvod ε po p_i iz jednačine (8.8.5) jednak nuli:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial p_i} = -2 \mu_{0i} + 2 \sum_{j=1}^{n} p_j \mu_{ij} = 0$$

ili

$$\sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_j = \mu_{0i} \qquad (i = 1, 2 \ldots, n) \tag{8.8.6}$$

Ovaj izraz predstavlja sistem linearnih algebarskih jednačina za određivanje težinskih faktora p_i. Ukoliko je autokorelaciona funkcija pozitivna, determinanta sistema (8.8.6) se razlikuje od nule i sistem uvek ima rešenje (pod uslovom da se tačke r_{ij} ne poklapaju). To znači da će matrica $\|\mu_{ij}\|$ biti simetrična ($\mu_{ij}=\mu_{ji}$) i njeni dijagonalni elementi jednaki jedinici ($\mu_{ii}=1$).

Koristeći se izrazom (8.8.6), jednačina (8.8.5), koja daje meru greške interpolacije ε, primenjena na optimalnu interpolaciju, dobija jednostavniji oblik

$$\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_i p_j = \sum_{i=1}^{n} \mu_{i0} p_i \tag{8.8.7}$$

Izrazi u ovoj jednačini istovetni su sa izrazima na desnoj strani jednačine (8.8.5). Zato se kombinacijom jednačina (8.8.5) i (8.8.7) mogu dobiti dva izraza za ε i to

$$\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^{n} \mu_{0i} p_i$$

$$\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_i p_j \tag{8.8.8}$$

S obzirom da drugi član na desnoj strani poslednjeg izraza predstavlja kvadrat

$$s(p) = \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_i p_j,$$

zbog čega je uvek pozitivan, sledi zaključak da mera greške optimalne interpolacije nikada ne prelazi vrednost jedinice. Drugim rečima, srednji kvadrat greške optimalne interpolacije nikada ne prelazi vrednost dispersije elementa koji se interpoliše.

Napred izvedeni obrasci za optimalnu interpolaciju nekog elementa mogu se primeniti samo pod uslovom da su podaci koje upotrebljavamo (osmotrene vrednosti datog elementa) potpuno tačni. Međutim, u stvarnosti to nije moguće postići. Kao što je već ranije rečeno, iz raznih razloga većina podataka sadrži manju ili veću grešku. Normalno je očekivati da će greške u podacima uticati na tačnost interpolisanih vrednosti elementa u tačkama mreže. Šta više, odnos između njih je upravo proporcionalan, tj. što su veće greške u osmatranjima, to će biti i veće greške u interpolisanim vrednostima. Zbog toga je neophodno da se greške podataka u onoj meri u kojoj su nam poznate uzmu u obzir. U tom cilju Gandin je uveo novu veličinu η_j, koja označava meru pogrešnosti osmotrenih vrednosti elementa f u tačkama r_i. Uvođenjem ove veličine, umesto jednačina (8.8.5), (8.8.6) i (8.8.8) dobijamo sledeće jednačine:

$$\varepsilon = 1 - 2 \sum_{i=1}^{n} p_i \mu_{0i} + \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} p_i p_j \mu_{ij} + \sum_{i=1}^{n} p_i^2 \eta_i \tag{8.8.9}$$

$$\sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_j + \eta_i p_i = \mu_{0i} \qquad (i = 1, 2, \ldots, n) \tag{8.8.10}$$

$$\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_i p_j - \sum_{i=1}^{n} \eta_i p_i^2 \tag{8.8.11}$$

Iz praktičnih razloga veoma je podesno da se smatra da osmotreni podaci imaju isti stepen tačnosti u svim tačkama. Tada se može pisati $\eta_i=\eta$, pa izrazi (8.8.9), (8.8.10) i (8.8.11) postaju

$$\varepsilon = 1 - 2 \sum_{i=1}^{n} p_i \mu_{0i} + \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} p_i p_j \mu_{ij} + \eta \sum_{i=1}^{n} p_i^2$$

$$\sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_j + \eta p_i = \mu_{0i} \qquad (i = 1, 2, \ldots, n)$$

$$\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} p_i p_j \mu_{ij} - \eta \sum_{i=1}^{n} p_i^2.$$

Ispitivanje veličine η pokazalo je da se sa njenim porastom smanjuje osetljivost težinskih faktora na promenu vrednosti autokorelacione funkcije i na greške koje se čine zaokruživanjem vrednosti pri računanju. Takođe je ustanovljeno da povećanje grešaka u osmotrenim vrednostima, kao i smanjenje gustine mreže stanica, utiču na rezultate optimalne interpolacije. Najzad, utvrđeno je da pri većim vrednostima veličine η mera greške interpolacije ε i vrednosti težinskih faktora interpolacije p_i, zavise u manjoj meri od η nego pri manjim vrednostima te veličine.

8.9. **Popravka rezultata objektivne analize.** U odeljku 8.3 prikazan je metod kontrole početnih podataka i mogućnost ispravljanja grubih grešaka. Taj statički metod, kao i ostali postojeći metodi kontrole, ne mogu u potpunosti ukloniti greške sadržane u početnim podacima pa čak ni sve grublje greške koje se u podacima javljaju. Kao posledica toga, vrednosti u tačkama mreže dobijene jednim od metoda objektivne analize mogu se znatno razlikovati od stvarnih vrednosti datog meteo-

rološkog elementa. Da bi se izvršila kontrola tačnosti izračunatih vrednosti u tačkama mreže i izvršile popravke tamo gde se odstupanja pokažu veća od dozvoljenih, potrebno je izvršiti kontrolu dobijenih rezultata.

Za razliku od statičkog metoda po kome se proveravanje tačnosti podataka vrši ispitivanjem njihove vertikalne usklađenosti, tačnost rezultata objektivne analize se proverava horizontalnom usklađenošću istih sa osmotrenim podacima na okolnim stanicama. Gilchrist i Cressman, a takođe Bergthorsson i Döös, ispitivanje horizontalne usklađenosti su vršili obrnutom interpolacijom iz tačaka mreže u tačkama osmatranja (stanice). Zatim su interpolacijom dobijene vrednosti upoređivali sa osmotrenim vrednostima u tim tačkama. Ako su razlike između izračunatih i osmotrenih vrednosti u nekim tačkama bile veće od napred zadatih granica, onda su osmotrene vrednosti smatrane pogrešnim pa su interpolisane uzete kao tačne. Vrednost u tački mreže u čijoj je okolini na ovaj način osmotrena početna vrednost odbačena kao pogrešna, pa je posle zamene sa interpolisanom vrednosti izračunata ponovo po datom metodu objektivne analize.

Greška na nekoj stanici može da dovede do znatne razlike između početne (osmotrene) i interpolacijom dobijene vrednosti, i to ne samo na toj stanici već i na drugim stanicama u njenoj okolini. Zbog toga je potrebno na prvom mestu izvršiti popravku za stanice gde su razlike između osmotrenih i interpolisanih vrednosti najveće, jer će isključivanje podataka tih stanica smanjiti razliku na drugim susednim stanicama. Takvo se popravljanje rezultata objektivne analize vrši uzastopnim postupcima isključivanja podataka stanica sa maksimalnim razlikama i postupak se ponavlja sve dotle dok se sve razlike ne svedu unutar datih granica.

Ovde se postavlja dosta teško pitanje: kako odrediti te granice unutar kojih ćemo smatrati da su razlike između osmotrenih i interpolacijom dobijenih vrednosti pokazatelji tačnosti početnih podataka. Bergthorsson i Döös, kao i Cressman, smatraju da treba statističkim putem odrediti jedan kriterijum koji bi važio za ocenjivanje tačnosti podataka u svim oblastima i za sve stanice. Međutim, normalno je očekivati da će greške u interpolaciji u oblastima sa retkom mrežom stanica biti veće nego u onima sa gustom mrežom. To bi, u stvari, značilo da jedna ista razlika između osmotrenih i interpolisanih vrednosti može u oblasti sa gustom mrežom stanica biti smatrana kao rezultat greške u osmotrenim podacima a u retkoj mreži stanica kao greška u interpolaciji.

Da bi se uveo neki objektivniji kriterijum za proveru tačnosti osmotrenih podataka i ispravku grubih grešaka, razlika između početnih (osmotrenih) i interpolisanih vrednosti ne sme da bude upoređivana sa nekom određenom konstantom. Gandin je dao bolje rešenje i on smatra da ta razlika treba da se upoređuje sa srednjom kvadratnom greškom optimalne interpolacije rasmatranog elementa na datoj stanici: $\sqrt{E}$. Veličina E je data izrazom

$$E=\varepsilon \overline{f'^2}$$

gde ε označava meru optimalne interpolacije a $\overline{f'^2}$ dispersiju elementa koji razmatramo. U ovoj formuli su već uzeti u račun težinski faktori kao funkcije međusobnog rastojanja stanica pa izračunavanje vrednosti $\sqrt{E}$ i upoređivanje razlika između osmotrenih i interpolisanih vrednosti sa njom ne predstavlja neku posebnu teškoću.

Kad se radi o horizontalnom upoređivanju i oceni tačnosti osmotrenih vrednosti pomoću razlike između nje i interpolisane vrednosti polazeći od podataka okolnih stanica, treba imati na umu još jednu činjenicu Naime, razlika između interpolisane i osmotrene vrednosti na nekoj stanici može biti uslovljena ne samo greškom sadržanom u osmotrenom podatku i slučajnom greškom u interpolaciji već i osobenostima polja datog elementa kojeg analiziramo. Tako, npr. u blizini centra ciklona

osmotrena vrednost geopotencijala biće, po pravilu, manja, a u blizini centra anticiklona veća od interpolisane vrednosti na osnovu podataka okolnih stanica. Da bi se i ovaj faktor uzeo u obzir, potrebno je proučiti kolike su razlike između osmotrenih i interpolisanih vrednosti koje se javljaju kao posledica poremećaja u oblicima polja datog elementa. Po Gandinu ovaj faktor se uzima u obzir ako se podaci na stanicama smatraju pogrešnim samo u slučaju kad razlika između osmotrenih i interpolisanih vrednosti prevazilazi vrednost od ε nekoliko puta.

8.10. **Usklađivanje polja meteoroloških elemenata.** Za potpunije poznavanje stanja atmosfere potrebno je da se raspolaže sa analizom polja više raznih elemenata. Raspolažući vrednostima za nekoliko meteoroloških elemenata u datoj tački, možemo pomoću odgovarajućih jednačina dinamike i termodimamike, kojima je određen njihov međusobni odnos, ispitati njihovu usklađenost. Ako se dobijeni rezultati usklađivanja nalaze unutar datih granica koje određuju moguće međusobne varijacije meteoroloških polja izvedena objektivna analiza će dobiti još jednu potvrdu tačnosti. Ako rezultati usklađivanja izlaze van datih granica, potrebno je produžiti sa ispitivanjem tačnosti podataka koji se usklađuju.

Najtipičniji primer usklađivanja meteoroloških polja je usklađivanje polja geopotencijala sa poljem vetra. U metodu Gilchrista i Cressmana ovo usklađivanje se vrši uvođenjem pretpostavke o geostrofskoj aproksimaciji pri opisu polja geopotencijala polinomom datog stepena u okolini svake tačke mreže. Bergthorsson i Döös usklađivanje istih polja u svome metodu izvode uvođenjem popravki preliminarnog polja. Jedna od takvih popravki dobiva se linearnom ekstrapolacijom geopotencijala od stanice ka tački mreže, i ona se vrši pomoću gradijenta proporcionalnog geostrofskom vetru na stanici.

Popravka koju uvode Bergthorsson i Döös određuje se po jednačini

$$\Phi_2=\Phi_s+\left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial r}\right)_g\right]_s r \tag{8.10.1}$$

gde indeks s odgovara vrednosti na stanici, $\boldsymbol{r}$ predstavlja vektor koji povezuje stanicu sa tačkom mreže, a r njegovu apsolutnu vrednost. Indeks g označava da je vetar geostrofski, po pretpostavci. Dalje je obrazac (8.10.1) moguće pisati u obliku

$$\Phi_2=\Phi_s+\left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial x}\right)_g\right]_s \Delta x+\left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial y}\right)_g\right]_s \Delta y \tag{8.10.2}$$

S obzirom na geostrofske odnose

$$\left(\frac{\partial \Phi}{\partial x}\right)_g=lv \quad \text{i} \quad \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y}\right)=-lu$$

jednačina (8. 10.2) postaje

$$\Phi_2=\Phi_s+l\,(v_s\,\Delta x-u_s\,\Delta y).$$

Ovde u i v predstavljaju komponente vetra u pravcu x i y a Δx i Δy priraštaja koordinata x i y na putu od stanice do tačke mreže. Popravka Φ_2 uvodi se sa težinskim faktorom μ_2, koji zavisi od rastojanja r između stanice i tačke mreže i koji je metodom Bergthorssona i Döösa određen na sledeći način:

$$\mu_2=\begin{cases}\dfrac{27}{r^8+70} & \text{za } r<3\\[2mm] 0 & \text{za } r\geqslant 3\end{cases}$$

Ovde je r računato u jedinicama od 300 km.

Japanski meteorolog Sasaki (1958) dao je opštiji metod o ispitivanju usklađivanja polja raznih meteoroloških elemenata. Da bismo predstavili metod Sasakia, pretpostavimo da su nam poznata polja niza meteoroloških elemenata

$$f_1, f_2, \ldots, f_m$$

u nekoj oblasti atmosfere koju ćemo označiti sa V. Ovi elementi treba da zadovolje izvesne odnose koji proizlaze iz jednačina dinamike atmosfere primenjenih pod određenim pretpostavkama. U opštem slučaju takve odnose moguće je izraziti u obliku

$$F_k(f_1, f_2, \ldots, f_m) = 0 \quad (k = 1, 2, \ldots, n) \tag{8.10.3}$$

gde se pod F_k podrazumeva neki diferencijalni operator, a n označava broj takvih odnosa.

Pretpostavimo, sad, da imamo slučaj u kome za poznate nam vrednosti f_1, $f_2, \ldots\ldots, fm$ jednačine (8.10.3) ne zadovoljavaju. Formirajmo tada izmenjena polja elemenata

$$\tilde{f}_j = f_j + f_j'$$

gde su sa f_j' označene te »izmene«. Drugim rečima, sa f_j' predstavljene su razlike između izmenjenih i početnih vrednosti elemenata. Postavimo sada uslov da izmenjene vrednosti zadovoljavaju tačno odnos izražen jednačinom (8.10.3), tj.

$$F_k(\tilde{f}_1, \tilde{f}_2, \ldots, \tilde{f}_n) = 0 \tag{8.10.4}$$

Postavimo takođe uslov da uvedene izmene budu minimalne u tom smislu da integral po oblasti V od sume kvadrata izmena

$$I = \iiint\limits_{(V)} \sum_{j=1}^{m} \alpha_j^2 f_j'^2 \, dV = n \tag{8.10.5}$$

bude minimalan u poređenju sa nekim drugim izborom funkcija koje opisuju izmene f_j'. U ovom izrazu α_i^2 predstavlja množitelje koji zavise od toga kakvu težinu dajemo podacima svakog elementa ponaosob. Na taj način dolazimo do tzv. izoperimetrijskog zadatka varijacionog računa, tj. do zadatka o pronalaženju funkcija koje integral (8.10.5) preobraćaju u minimum i zadovoljavaju dopunski odnos dat jednačinom (8.10.4).

Ovaj opšti metod Sasaki je u cilju ilustracije primenio na dva slučaja usklađivanja polja geopotencijala Φ, vetra (n, v) i temperature T. U oba slučaja on je iskoristio hipoteze o kvazigeostrofičnosti, kvazisolenoidalnosti i kvazistatičnosti. Međutim, koja polja meteoroloških elemenata će se usklađivati zavisi u prvom redu od zadatka koji imamo pred sobom. Tako, npr. ako rezultate analize želimo da upotrebimo kao početne podatke za numeričku prognozu, početno polje treba da odgovara prognostičkoj šemi i za kvazi-geostrofske prognostičke šeme potrebno je da se sprovede geostrofsko usklađivanje početnih polja. Ukoliko pak želimo da početno polje odgovara kvazisolenoidnim šemama, koje se dobijaju na osnovu jednačine bilansa upotrebom geostrofskih odnosa, usklađivanje se vrši na osnovu tih odnosa, itd.

Najzad, da napomenemo još da postoji i metod optimalnog usklađivanja meteoroloških polja. U odeljku 8.8 pokazano je da se metod optimalne interpolacije zasniva na zahtevu da srednja kvadratna greška interpolacije bude minimalna, pri čemu se koriste karakteristike statističke strukture elementa koji se interpoliše. Ista ideja, tj. zahtev o minimalnoj srednjoj kvadratnoj grešci, pa i sličan matematički

oblik razmatranja, primenjen je u optimalnom usklađivanju meteoroloških polja. Zbog toga ovaj metod neće biti ovde podrobnije izložen, a zainteresovani čitaoci se upućuju na knjigu Gandina (1963), gde je metod optimalnog usklađivanja detaljno prikazan.

8.11. **Metodi dobijanja vrednosti meteorološkog elementa u gustoj mreži tačaka.** Po napred opisanim postupcima dobijene su objektivnim metodima vrednosti analiziranog meteorološkog elementa u tačkama osnovne mreže. Ta osnovna mreža tačaka je dosta retka, jer su tačke međusobno udaljene više stotina kilometara. Zbog toga nije moguće na osnovu te retke mreže analizirano polje meteorološkog elementa predstaviti dovoljno precizno izolinijama kako se to obično radi. Da bi se to moglo učiniti, potrebno je da se pomoću vrednosti poznatih u tačkama osnovne mreže izračunavaju vrednosti datog elementa u nizu drugih tačaka i tako dobije dovoljno gusta mreža tačaka za precizno izvlačenje izolinija. U tu svrhu se obično upotrebljavaju metodi bilinearne interpolacije ili bikubne interpolacije.

Naziv »bilinearna interpolacija« nije opšte prihvaćen u matematici. Međutim, primenjen na kvadratnu mrežu tačaka i pri interpolaciji koja zadovoljava vrednosti u četiri susedne tačke koje predstavljaju uglove kvadrata, ovaj metod se sastoji u naizmeničnom izvođenju linearne interpolacije u dva uzajamno normalna pravca. Može se pokazati da je ovaj postupak ekvivalentan opisu zavisnosti $H(x, y)$ unutar svakog kvadrata jednačinom drugog stepena

$$H = a_{00} + a_{10}\,x + a_{01}\,y + a_{11}\,xy \tag{8.11.1}$$

linearnom u odnosu na svaku od koordinanata x i y posebno. U geometrijskom pogledu jednačina (8.11.1) opisuje površinu drugog reda (hiperboloid) lineariziran u pravcima, paralelnim površinama (x, H) i (y, H). Ako rastojanje između tačaka mreže uzmemo za jedinicu a početak koordinatnog sistema postavimo u levi donji ugao kvadrata kojeg razmatramo (kao što je pokazano na sl. 8.11.1), koeficijenti jednačine (8.11.1) vezani su za vrednosti H u uglovima kvadrata i to na sledeći način:

$$\begin{aligned} a_{00} &= H_{00} \\ a_{10} &= H_{10} - H_{00} \\ a_{01} &= H_{01} - H_{00} \\ a_{11} &= H_{11} + H_{00} - H_{10} - H_{01} \end{aligned} \tag{8.11.2}$$

Indeksi uz H označavaju koordinate uglova kvadrata, kao što se vidi na sl. 8.11.1.

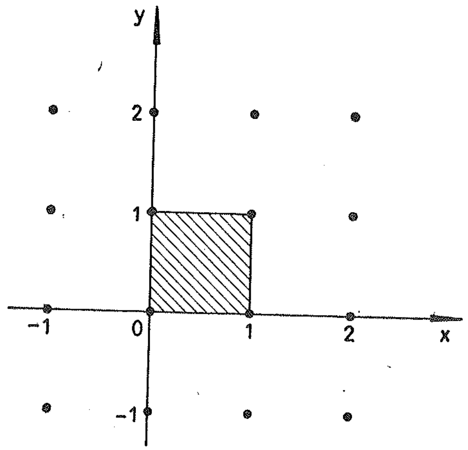
Kad koeficijente u jednačini (8.11.1) zamenimo sa vrednostima iz (8.11.2), dobićemo jednačinu za bilinearnu interpolaciju u obliku

$$H = H_{00}(1-x)(1-y) + H_{10}\,x(1-y) + H_{01}\,y(1-x) + H_{11}\,xy \tag{8.11.3}$$

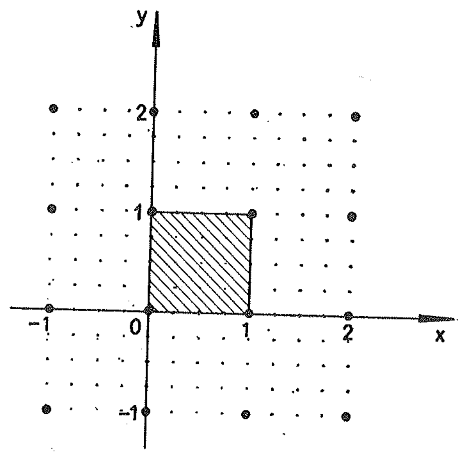
Koordinatama x i y ovde se daju vrednosti m/n, gde n označava broj intervala na koji je podeljeno rastojanje između tačaka retke mreže, a m broj tačke guste mreže od 0 do n u kojoj se interpoliše vrednost H. To je prikazano na sl. 8.11.2.

Iz praktične primene metoda bilinearne interpolacije pokazalo se da greške koje se ovim metodom čine mogu katkad biti znatne. One su najveće tamo gde je krivina izobarske površine velika. Drugim rečima, najveće greške se dobijaju u neposrednoj blizini maksimuma i minimuma vrednosti polja, naročito ako oni padaju između tačaka u kojima su date vrednosti elementa koji se analizira. Isto tako bilinearna interpolacija može da da pogrešne rezultate u blizini hiperboličnih tačaka i osa dolina i grebena.

Do ovih grešaka dolazi zbog toga što izvodi u tačkama početne (retke) mreže imaju prekid. Stoga usitnjavanje rastojanja između tačaka retke mreže na sitnije intervale, tj. znatnije povećanje broja n, ne dovodi do povećanja tačnosti interpolacije. Da bi se ovaj nedostatak bilinearne interpolacije izbegao u što većoj meri, pristupa se upotrebi drugih komplikovanijih metoda interpolacije. Jedan od njih je i bikubna interpolacija.



Sl. 8.11.1. Primena bilinearne i bikubne interpolacije na kvadratnu mrežu tačaka



Sl. 8.11.2. Odnos između retke i guste mreže tačaka

Pri bikubnoj interpolaciji, vrednost geopotencijala u nekoj tački unutar kvadrata dobija se iz vrednosti u uglovima kvadrata i još 12 tačaka oko tog kvadrata. To znači koriste se vrednosti u svim tačkama mreže prikazanim na sl. 8.11.1. Ovde se zavisnost $H(x, y)$ opisuje polinomom šestog stepena, tj. svaka koordinata posebno se daje kubnim stepenom. To je dato sledećom jednačinom

$$H(x, y) = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{20}x^2 + a_{11}xy + a_{02}y^2 + a_{30}x^2 + a_{21}x^2y + a_{12}xy^2 +$$
$$+ a_{03}y^3 + a_{31}x^3y + a_{22}x^2y^2 + a_{13}xy^3 + a_{32}x^3y^2 + a_{23}x^2y^3 + a_{33}x^3y^3 \qquad (8.11.4)$$

Postavićemo uslov da jednačina (8.11.4) zadovoljava tačno svih 16 tačaka kvadratne mreže. Pod tim uslovom mogu se odrediti svih 16 koeficijenata $a_{00}, a_{10}, \ldots\ldots\ldots, a_{33}$ jednačine (8.11.4). Posle zamene u jednačini (8.11.4) dobijamo jednačinu:

$$H(x,y) = \frac{1}{36}H_{-1,-1}\, x(1-x)(2-x)\,y(1-y)(2-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{-1,0}\, x(1-x)(2-x)(1+y)(1-y)(2-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{-1,1}\, x(1-x)(2-x)(1+y)\,y(2-y) +$$
$$+\frac{1}{36}H_{-1,2}\, x(1-x)(2-x)(1+y)\,y(1-y) -$$

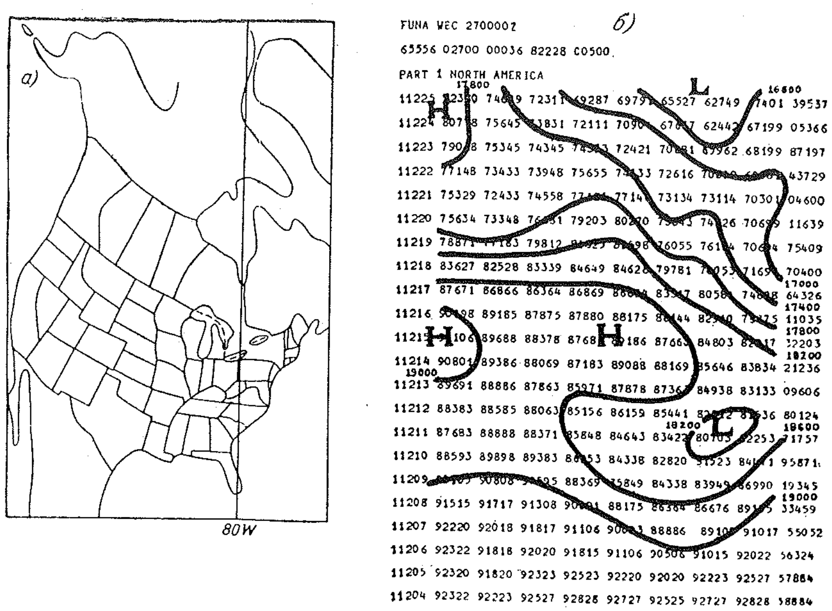
$$-\frac{1}{12}H_{0,-1}\, x(1+x)(1-x)(2-x)\,y(1-y)(2-y) +$$
$$+\frac{1}{4}H_{0,0}(1+x)(1-x)(2-x)(1+y)(1-y)(2-y) +$$
$$+\frac{1}{4}H_{0,1}(1+x)(1-x)(2-x)(1+y)\,y(2-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{0,2}(1+x)(1-x)(2-x)(1+y)\,y(1-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{1,-1}(1+x)\,x(2-x)\,y(1-y)(2-y) +$$
$$+\frac{1}{4}H_{1,0}(1+x)\,x(2-x)(1+y)(1-y)(2-y) +$$
$$+\frac{1}{4}H_{1,1}(1+x)\,x(2-x)(1+y)\,y(2-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{1,2}(1+x)\,x(2-x)(1+y)\,y(1-y) +$$
$$+\frac{1}{36}H_{2,-1}(1+x)\,x(1-x)\,y(1-y)(2-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{2,0}(1+x)\,x(1-x)(1+y)(1-y)(2-y) -$$
$$-\frac{1}{12}H_{2,1}(1+x)\,x(1-x)(1+y)\,y(2-y) +$$
$$+\frac{1}{36}H_{2,2}(1+x)\,x(1-x)(1+y)\,y(1-y) \qquad (8.11.5)$$

Oznake u jednačini (8.11.5) imaju isto značenje kao i u jednačini (8.11.3). Iz jednačine za bikubnu interpolaciju, kao i iz sl. 8.11.1, jasno se vidi da je ovaj metod neprimenjiv na granične kvadrate osnovne (retke) mreže. Zbog toga se u graničnim kvadratima primenjuje bilinearna interpolacija, a u ostalim kvadratima unutar oblasti pokrivene mrežom tačaka bikubna interpolacija. Analizom većeg broja slučajeva pokazalo se da bikubna interpolacija daje bolje rezultate od bilinearne. Zbog toga je treba svakako upotrebiti tamo gde to kapacitet i brzina elektronskih mašina dozvoljavaju.

8.12. **Metodi predstavljanja rezultata objektivne analize.** Poslednji postupak u procesu objektivne analize meteoroloških polja je predstavljanje vrednosti analiziranog elementa u gustoj mreži tačaka. Ovim postupkom treba da se postigne da

raspodela analizirane veličine (pritisak, geopotencijal, temperatura, i dr.) u razmatranoj oblasti bude što preglednija. U tom cilju dosad je formulisano i praktično primenjeno više metoda. Neke od njih ćemo ovde ukratko opisati.

Najjednostavniji način predstavljanja prikazan je na sl. 8.12.1. On se sastoji iz toga što se vrednosti elementa u tačkama guste mreže štampaju u obliku tablice, pri čemu su na ivicama tablice date vrednosti geografskih dužina i širina. Ponekad je zgodno da se na papiru prethodno odštampaju konture kontinenata, i to u takvoj razmeri da se vrednosti sa tačaka mreže štampaju u odgovarajućim geografskim položajima. Kada se odštampaju brojne vrednosti iz svih tačaka mreže na odgovarajući papir, onda se radi bolje preglednosti izvuku izolinije i tako se dobije analizirano polje datog meteorološkog elementa kao na sinoptičkoj karti.



Sl. 8.12.1. Tabelarni prikaz rezultata objektivne analize i papir sa odštampanim konturama kontinenata (Po Hunteru, Gandin, 1963.)

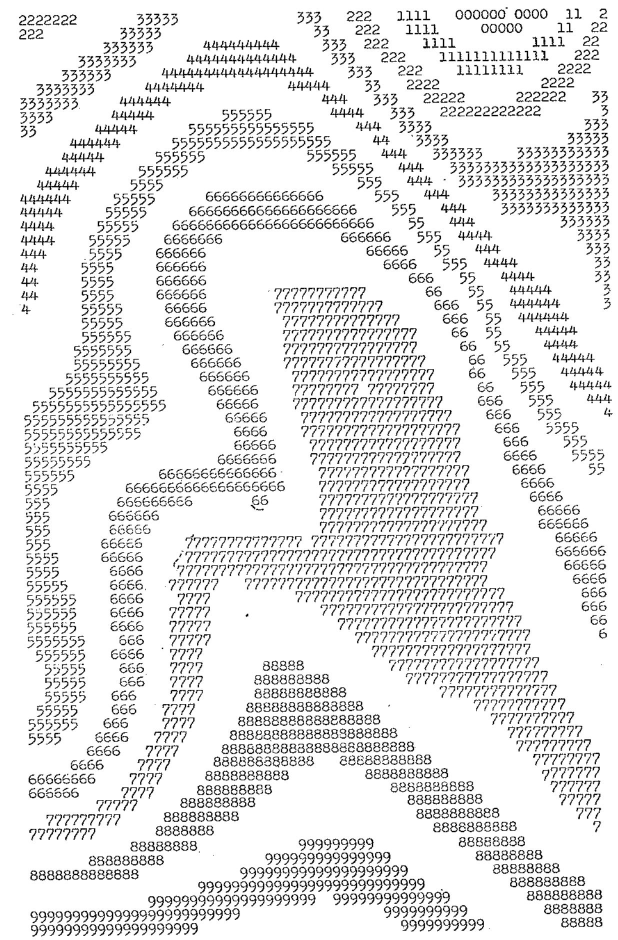
Ovaj metod ima više nedostataka. Na prvom mestu izolinije se izvlače ručno čime se unosi element subjektivnosti. Zatim, izvlačenje izolinija rukom zahteva izvesno vreme koje nije moguće skratiti, pa dolazi u disproporciju sa neprekidnim skraćivanjem vremena izračunavanja objektivne analize povećanjem brzine elektronskih računskih mašina. Najzad, ogroman broj cifara nanetih na kartu čini je nepreglednom i teško upotrebljivom.

Iz tih su razloga poslednjih godina činjeni veliki napori da se postigne i usavrši automatska izrada karte na kojoj će polje nekog meteorološkog elementa biti prikazano izolinijama izvučenim pomoću elektronskih mašina. Bedient je 1954. godine predložio jedan metod prikazivanja raspodele vrednosti nekog meteorološkog elementa na karti kojim se približio tom opštem zahtevu. Njegov metod se sastoji u sledećem. Pretpostavimo da se u elektronskoj računskoj mašini nalaze izračunate vrednosti geopotencijala AT 500 mb u svim tačkama mreže pomoću jednačina bilinearne interpolacije. Tada, po nalogu sadržanom u programu, elektronska mašina

pomoću automatskog štampača tipa teleprintera štampa znakove, i to za sve vrednosti koje se nalaze u intervalima

$500 < H < 504$	1	$504 < H < 508$	prazno
$508 < H < 512$	2	$512 < H < 516$	,,
$516 < H < 520$	3	$520 < H < 524$	,,
$524 < H < 528$	4	$528 < H < 532$	,,
$532 < H < 536$	5	$536 < H < 540$	,,
itd.		itd.	

Tako se dobija karta kao što je prikazana na sl. 8.12.2, gde se naizmenično smenjuju crne i bele površine. Granice između ovih svetlih i tamnih traka predstavljaju izohipse koje se radi jasnoće mogu i rukom povući ili na drugu kartu prekopirati.



Sl. 8.12.2. Karta AT 500 mb dobijena metodom Bedienta (Gandin, 1963)

I ovaj metod predstavljanja rezultata objektivne analize sadrži više nedostataka. Jedan od nedostataka je rad štampača čiji su mehanički pokreti znatno sporiji od rada elektronske mašine. Drugo, zbog ovakvog načina predstavljanja polja (ciframa)

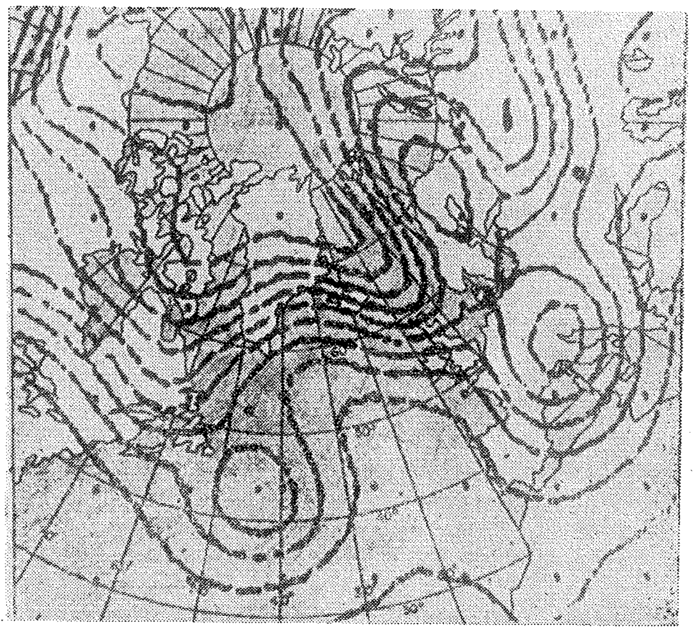
rastojanje između tačaka guste mreže ne može da se smanji ispod veličine znakova, pa su dobijene izolinije dosta grube. Najzad, ovim metodom nije moguće postići da se na jednoj istoj karti predstave dva različita meteorološka polja, što je često neophodno učiniti.

Znatan napredak u automatskom predstavljanju rezultata objektivne analize na karti učinjen je metodom Bringa 1957. godine. Bring je umesto štampača upotrebio katodno-zračnu cev. Kad se u memoriji elektronske mašine nalaze vrednosti analiziranog meteorološkog elementa u tačkama guste mreže, onda se ne vrši obeležavanje oblasti između izohipsa kao kod Bedienta, već se traže tačke u kojima su vrednosti bliske vrednostima izohipsa. To se postiže na taj način što se vrednost elementa u svakoj tački guste mreže ispituje da li odgovara dvojnim nejednačinama

$$H_0 + n\,\Delta H - \delta < H < H_0 + n\,\Delta H + \delta. \qquad (8.12.1)$$

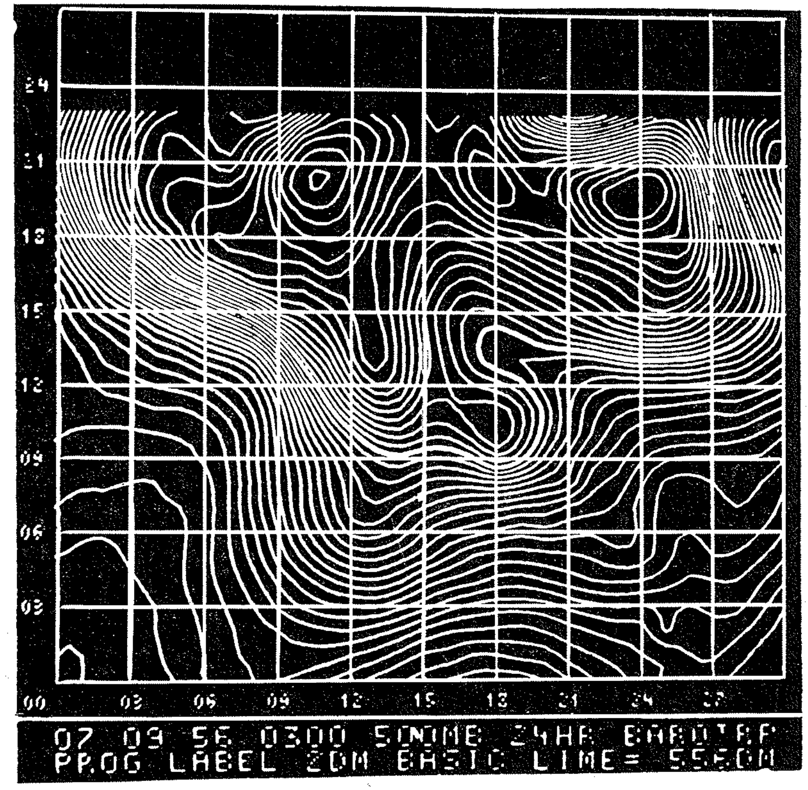
Ovde je H_0 izvesna početna vrednost geopotencijala, ΔH razlika geopotencijala između susednih izohipsa, n broj koji izdvaja jednu izohipsu od druge i može da ima vrednost 0, ± 1, ± 2, ...; δ predstavlja interval od kojeg zavisi »debljina« izohipse. (Bring je uzeo za $H_0 = 504$ dekametra i za $\Delta H = 8$ dekametara).

Ukoliko je H u datoj tački guste mreže zadovoljavalo nejednačinu (8.12.1) pri nekoj određenoj vrednosti n, ta tačka je na ekranu svetlela. U protivnom slučaju ona je ostala tamna i ispitivanje bi se produžilo na sledeće tačke. Kao rezultat ovakvog postupka na ekranu bi se pojavile svetle linije koje predstavljaju izohipse. Da bi se slika sa ekrana prenela na kartu, potrebno je izvršiti fotografisanje istog. Jedna tako dobijena karta prikazana je na sl. 8.12.3. Pored izvesnih nedostataka Bringov metod ima znatnu prednost u upoređenju sa napred opisanim metodima. Najveća prednost je svakako u tome što Bring iskorišćava elektronsku umesto mehaničke brzine.



Sl. 8.12.3. Fotografija karte AT 500 mb po metodu Bringa (Gandin, 1963)

Izvesne izmene u Bringov metod uneli su nemački meteorolog Wippermann i ruski meteorolozi Gandin i Boltenkov. Glavna izmena koju je uveo Wippermann predstavlja izračunavanje vrednosti elementa u tačkama guste mreže pomoću kubne interpolacije. Uz izvesne tehničke razlike u postupku po metodu Wippermanna dobijaju se slične fotografije izohipsa kao i po metodu Bringa. Jedna fotografija karte izohipsa AT 500 mb dobijena po metodu Wippermanna je na sl. 8.12.4.

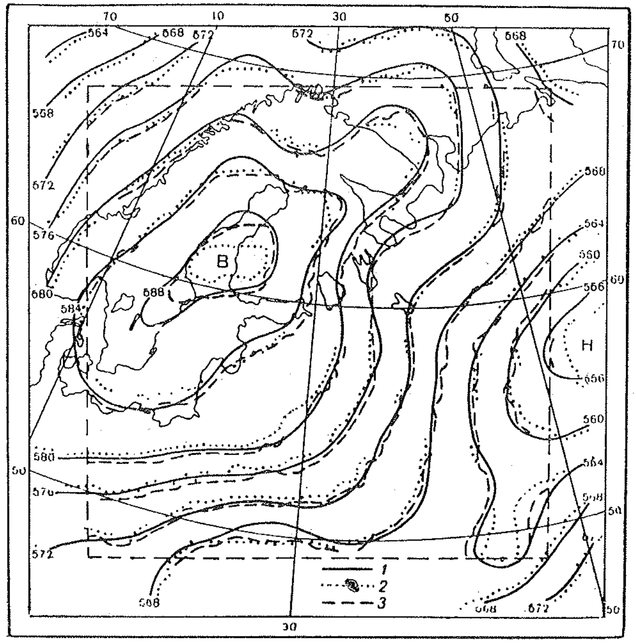


Sl. 8.12.4. Fotografija karte AT 500 mb dobijena po metodu Wippermanna (Gandin, 1963)

Ruski meteorolozi su se takođe koristili istim idejama i tehnikom kao i napred navedeni autori, samo u nešto usavršenijem obliku.

Na kraju interesantno je pogledati kolike se razlike dobijaju između izohipsa izvučenih rukom, tj. subjektivnim metodom, zatim izvučenih automatski, i to kada su vrednosti u tačkama guste mreže dobijene bilinearnom interpolacijom i kada su dobijene bikubnom interpolacijom. Jedan primer karte sa izohipsama dobijenim na ova tri načina prikazan je na sl. 8.12.5.

Najzad, potrebno je reći da rezultati objektivne analize predstavljeni vrednostima u tačkama mreže često ne treba uopšte da se kartografski ili na neki drugi način prikazuju. To je slučaj kad se ti rezultati koriste kao početne vrednosti za dobijanje prognoze datog meteorološkog polja jednim od numeričkih metoda.



Sl. 8.12.5. Karta AT 500 mb od 25. jula 1958. u 03h.
Izohipse izvučene na osnovu:
1 — subjektivne analize,
2 — bilinearne interpolacije,
3 — bikubne interpolacije
(Gandin, 1963)

8.13. **Ocena rezultata objektivne analize.** U cilju ocene uspešnosti metoda objektivne analize, Gilchrist i Cressman su izveli jedan interesantan eksperiment. Jednu istu situaciju (AT 500 mb od 25. novembra 1950. u 03h) dali su trojici iskusnih prognostičara da je analiziraju. Dvojici je dato onoliko vremena koliko im je bilo potrebno da što je moguće pažljivije analiziraju, a trećem je dato onoliko vremena koliko se obično daje za taj posao u operativnoj službi analize i prognoze vremena. Prve dve karte su označene sa A i B a treća sa C. Zatim su isti podaci dati elektronskoj računskoj mašini i po Gilchrist-Cressmanovom metodu dobijena je objektivna analiza koja je označena sa O. Za sve karte izračunate su za iste tačke mreže standardne devijacije od H i ΔH od razlika između različitih analiza. Dobijeni rezultati u fitama prikazani su u tabeli 8.12.1.

Tabela 8.12.1.

Parovi karata	A—B	A—C	B—C	O—A	O—B	O—C	
Stand. dev. H	50	67	60	69	72	68	fita
Stand. dev. ΔH	13	17	16	18	20	18	fita

Iz ove tabele se vidi da međusobna razlika između subjektivnih analiza upoređena sa razlikom između subjektivnih i objektivne analize nije znatna. Iz toga bi se moglo zaključiti da su greške koje se prave pri objektivnoj analizi istog reda veličine kao i one koje se prave pri subjektivnoj analizi. Međutim, pokazalo se da se dobijaju bolji rezultati ako se za izradu prognoze koriste vrednosti u tačkama mreže dobijene objektivnom analizom, nego ako se koriste podaci dobijeni subjektivnom analizom.

Bergthorsson i Döös su takođe vršili ocenu rezultata objektivne analize izvedene po njihovom metodu. Slično Gilchristu i Cressmanu, oni su ocenu vršili izračunavanjem srednjeg kvadratnog korena razlika između vrednosti u tačkama mreže dobijenih njihovim metodom i subjektivnim putem. Ocena je izvršena na osnovu deset različitih situacija AT 500 mb. Svaka objektivno analizirana karta upoređivana je sa kartom od istog termina analizirana ručno u sinoptičkom odeljenju Švedske hidrometeorološke službe i Meteorološkom institutu Univerziteta u Stockholmu. Dobijeni rezultati pokazuju da su, uopšte uzevši, razlike između dve karte subjektivno analizirane približno iste kao i između njih i objektivno analiziranih.

Vrednost objektivne analize metodom optimalne interpolacije proverena je na analizi deset karata AT 500 mb koje su zahvatale oblast istočnog dela Atlantskog okeana, Evrope i zapadnog dela Azije. Tu oblast pokriva mreža od 333 tačke, a rastojanje između njih iznosi 330 km. Ova ista serija karata analizirana je ručno.

Za ocenu vrednosti ovog metoda interpolacije nije moguće upotrebiti neke sasvim objektivne kriterijume, pošto se u tačkama mreže ne raspolaže stvarnim (osmotrenim) i tačnim vrednostima elementa. Zbog toga preostaje, kao najpodesnije sredstvo ocene uspešnosti izvedene interpolacije, da se sudi po razlikama koje se dobijaju kad se uporede rezultati objektivne i subjektivne analize. Dobijeni rezultati pokazuju da srednja kvadratna razlika između rezultata subjektivne i objektivne interpolacije polja geopotencijala iznosi u srednjoj vrednosti za celu korišćenu teritoriju 2 dekametra. Ukoliko se izvesne oblasti sa retkom mrežom stanica isključe iz ovog računa, onda se ta razlika smanji na 1,7 dekametara. Kad se ove brojke uporede sa sličnim rezultatima koji se dobijaju sa ostalim metodima objektivne analize, onda se može zaključiti da metod optimalne interpolacije daje neznatno bolje rezultate od ostalih metoda. Takođe je utvrđeno da numeričke prognoze izračunate na osnovu početnih podataka dobijenih metodom optimalne interpolacije daju bolje rezultate od prognoza za koje su početni podaci dobijeni subjektivnom interpolacijom.

LITERATURA

Bedient, H. A., Cressman, G. P., 1957: *An experiment in automatic data processing*, Month. Weath. Rev., 85, No. 10;

Bergthorsson, P., Döös, B. R., 1955: *Numerical weather map analysis*, Tellus, 7, No. 3;

Conrad, V., 1944: *Methods in climatology*, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts;

Eliassen, A., 1954: *Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorelation of the pressure field*, Inst. Vaer-og Klimaforsking. Report, No. 5;

Gandin, L. S., 1963: *Objektivnij analiz meteorologičeskih poljej*. Lenjingrad, Gidrometeoisdat., 287;

Gilchrist B., Cressman, G. P., 1954: *An experiment in objective analysis*, Tellus, 6 No. 4;

Rubcov, I. V., 1962: *Avtomatičeskaja podgotovka ishodnih danih dlja čisljenovo analiza i prognoza pogodi*, Trudi GGO vip. 124;

Sasaki, Y., 1958: *An objective analysis based on the variational method*, Journ. of Meteorol. Soc., Japan, 36, No. 3;

Vujević, P., 1956: *Klimatološka statistika*, Univerzitet u Beogradu .300;

Wiener, N., 1949: *Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series*, New York;

Wippermann, F., 1959: *Kartenmässige Darstellung atmosphärischer Felder auf dem Schirm einer Kathodenstrahlröhre*, Tellus, 11, No. 2;

GLAVA IX

MEZOANALIZA

9.1. **Sistemi srednjih razmera.** Po prostornoj i vremenskoj razmeri sistemi u atmosferi se dele u tri osnovne grupe. To su: makrosistemi, mezosistemi i mikrosistemi. U razvoju meteorologije dosad se najviše pažnje posvećivalo makrosistemima, tj. sistemima velikih razmera. Da bi bilo jasnije na koje se sisteme misli, reći ćemo da se ovde podrazumevaju barski, strujni, termodinamički i vremenski sistemi koji se mogu klasičnim metodima analizirati i pratiti na sinoptičkim kartama.

Mikrometeorološki procesi imaju prostorne dimenzije od nekoliko santimetara do nekoliko stotina metara. Ovi procesi su naročito važni u proučavanju turbulencije i mikrostrukture prizemnog sloja. Njima je takođe dosad posvećeno dosta pažnje, naročito u teorijskim razmatranjima.

Međutim, dosad je najmanje pažnje posvećeno mezosistemima. Može se kazati da značajniji rad na upoznavanju i proučavanju mezosistema počinje tek od 1950. godine. Prvi ozbiljniji prilog u ovoj oblasti dali su Fujita, Newstein i Tepper (1956) u svome radu »Mezoanaliza«. U tom radu su izloženi formiranje, razvoj, kretanje i iščezavanje mezosistema u atmosferi. Ovi sistemi imaju prostorne dimenzije od nekoliko stotina metara do nekoliko desetina kilometara. Tu prvenstveno spadaju lokalne nepogode, orografski uticaji na vreme i poremećaji u termičkoj i dinamičkoj strukturi makrosistema prouzrokovani lokalnim činiocima. Drugi značajan rad koji ćemo ovde pomenuti je mezoanaliza raspodele padavina koju je izvršio Bergeron (1965) proučavajući uticaj orografije na padavine u oblasti Upsale (Švedska) u okviru projekta »Pluvius«.

Sadašnja mreža sinoptičkih stanica i termini osmatranja podešeni su prema kriterijumu koji omogućuje uspešnu primenu sinoptičkog metoda analize i prognoze vremena. Ovaj metod je pre više od pola veka formulisan u bergenskoj školi i veoma je brzo postao opšte prihvaćen u celom svetu. Međutim, pored dugogodišnje i veoma široke primene, osnovne karakteristike sinoptičkog metoda ostale su nepromenjene. Jedna od tih osnovnih i može se kazati najvažnijih karakteristika ovog metoda je da se pomoću njega mogu dosta dobro analizirati i pratiti makrosistemi u atmosferi. To su sistemi (uglavnom barski i frontalni) koji se mogu dobro analizirati pri međusobnom rastojanju prizemnih stanica od više desetina, a visinskih i nekoliko stotina kilometara. Zatim, promene u tim sistemima su takve da se osnovne karakteristike u prizemlju ne mogu bitno izmeniti u toku vremenskog intervala od 6 časova, a na visini od 12 časova. Ovi makrosistemi odražavaju uglavnom sasvim opšte karakteristike vremena.

Neobično intenzivan razvoj svih ljudskih delatnosti poslednjih decenija istakao je zahtev za što pouzdanijim i preciznijim prognozama vremena. Pored toga, u najnovije vreme pojavljuje se čak i potreba da se veštačkim putem utiče na vreme. Da

bi se ovi ekonomski važni zahtevi mogli ostvariti, potrebno je znatno preciznije poznavanje stanja atmosfere i promena u njoj. U tom cilju, na prvom mestu, potrebno je da se dobro prouči dinamička i termička struktura atmosferskih sistema srednjih razmera, tj. da se upoznaju oni mnogobrojni lokalni uticaji od kojih zavisi stanje i promena vremena. Tako, npr. danas se ne možemo zadovoljiti samo time što ćemo analizirati ciklon i frontalni sistem vezan za dato barsko polje, zato što iz iskustva znamo da pri istim makrovremenskim situacijama karakteristike vremena u pojedinim krajevima i u različitim sezonama mogu biti veoma različite. Zbog toga je potrebno organizovati mrežu stanica i uvesti termine osmatranja koji odgovaraju sistemima srednjih razmera i dalje razvijati metod mezoanalize.

Istaknuta karakteristika procesa srednjih razmera, pored njihovih karakterističnih dimenzija, je intenzitet gradijenta meteoroloških elemenata koji se analiziraju, a posebno pritiska i temperature. Dosadašnja istraživanja su pokazala da se ovi izraziti gradijenti i sistemi, sa kojima su oni u vezi, mogu lako identifikovati i pratiti od časa od časa. Dalje je ustanovljeno da su lokalne nepogode povezane sa ovim gradijentima i sistemima. Zbog toga veza između razvoja vremena i karakteristika mezosistema daje mezoanalizi posebnu važnost. Ovo je, štaviše, veoma podesan put da se razume dinamika mnogih vremenskih pojava i razvoj vremena u celini. Tako se može reći da mezoanaliza sve više postaje osnovno sredstvo u analizi stanja atmosfere i prognoze vremena.

9.2. **Merenja i osmatranja za potrebe mezoanalize.** Da bi se procesi srednjih razmera mogli analizirati, potrebno je da mreža stanica bude gušća, instrumenti precizniji a osmatranja češća nego za potrebe sinoptičke analize. Kako se mogu realizovati ovi uslovi, pokazaćemo na sledećem primeru.

U cilju proučavanja jakih lokalnih nepogoda u SAD određena je oblast između 34°—43 °N g. š. i 93°—105 °W g. d. U ovoj oblasti postoji 67 meteoroloških stanica koje vrše redovna merenja i osmatranja za potrebe analize i prognoze vremena. One svoje podatke dostavljaju centralnoj meteorološkoj službi putem teleprintera. U periodu od 1951—1953. godine uspostavljena je u toj oblasti posebna mreža od 128 dopunskih stanica. Tako je ukupan broj stanica u toj oblasti iznosio 195. Svih 128 dopunskih stanica bilo je snabdeveno sa veoma osetljivim mikrobarografima, a 31 od njih je dobila još i higrotermografe. Pored toga iskorišćena je i mreža kišomernih stanica za klimatološke potrebe, koja je dopunjena sa specijalnom mrežom kišomernih stanica postavljenom od Jedinice za proučavanje lokalnih nepogoda.

Tako organizovana mreža stanica za potrebe mezoanalize mogla je da pruži podatke o pritisku, temperaturi, vetru, padavinama, oblačnosti i drugim pojavama i to u sledećem obliku:

1) Pritisak:
   a) časovne vrednosti reducirane na morski nivo iz sinoptičkih stanica;
   b) mikrobarograme iz sinoptičkih stanica i ,
   c) mikrobarograme iz dopunskih stanica. Traka mikrobarograma obuhvatala je period od 12 časova.

2) Temperatura:
   a) časovne vrednosti osmotrene na svim sinoptičkim stanicama;
   b) termogrami iz sinoptičkih stanica i
   c) higrotermogrami iz 31 dopunske stanice.

3) Padavine:
   a) časovne vrednosti iz sinoptičkih stanica i
   b) ukupne količine za 24-časovne periode iz dopunske mreže stanica.

4) Vetar:

a) površinski podaci sa anemograma i

b) visinski podaci dobijeni pilotbalonskim i radiosondažnim osmatranjima.

5) Oblačnost:

a) površinska osmatranja i

b) osmatranja pomoću radara.

6) Pojave: podaci o pljuskovima, grmljavini, gradu, električnim pražnjenjima, olujnom vetru i dr. dobijeni su iz klimatoloških izveštaja i drugih informacija o nepogodama. Za sve ove pojave postoje podaci o tačnom vremenu i mestu njihovog javljanja.

9.3. **Obrada podataka i konstrukcija mezokarata.** Za upoznavanje mezosistema u polju pritiska i temperature mnogo su važnije relativne vrednosti promena ovih elemenata nego njihove stvarne brojne vrednosti. Zbog toga je potrebno da se koristi i odgovarajuća tehnika u obradi i predstavljanju ovih elemenata.

Fujita, Styber i Braun (1962) rešavali su isti problem pri mezoanalizi u Arizoni u oblasti grada Flagstaff i našli sledeće rešenje.

Zbog znatne razlike u nadmorskoj visini stanica mreže nije praktično da se pritisak svodi na neku određenu visinu. Izračunata je srednja dnevna vrednost pritiska za svaki dan i za svaku stanicu iz časovnih vrednosti. Zatim je devijacija pritiska izračunavana u odnosu na srednje dnevne vrednosti. Devijacije su dobijene po obrascu

$$p-\frac{1}{t_2-t_1}\int_{t_1}^{t_2} p\,dt=p-\bar{p} \tag{9.3.1}$$

gde je p pritisak na stanici a $\bar{p}$ srednja vrednost pritiska u intervalu vremena od t_1 do t_2, što u ovom slučaju predstavlja period od 24 časa. S obzirom da se u mezoanalizi obično radi sa oblastima manjih razmera uvodi se pretpostavka da je

$$\frac{\partial\bar{p}}{\partial x}=\frac{\partial\bar{p}}{\partial y}=0.$$

Tada se ukupna prostorna promena devijacije

$$d(p-\bar{p})=\left(\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{\partial\bar{p}}{\partial x}\right)dx+\left(\frac{\partial p}{\partial y}-\frac{\partial\bar{p}}{\partial y}\right)dy+\left(\frac{\partial p}{\partial z}-\frac{\partial\bar{p}}{\partial z}\right)dz$$

svodi na

$$d(p-\bar{p})=\frac{\partial p}{\partial x}dx+\frac{\partial p}{\partial y}dy+\left(\frac{\partial p}{\partial z}-\frac{\partial\bar{p}}{\partial z}\right)dz. \tag{9.3.2}$$

Koristeći se jednačinom statike i jednačinom gasnog stanja, možemo pisati

$$\frac{\partial p}{\partial z}=-g\rho,\qquad \rho=\frac{1}{R}\frac{p}{T}.$$

$$\frac{\partial\bar{p}}{\partial z}=-g\bar{\rho}\qquad \bar{\rho}=\frac{1}{R}\frac{\bar{p}}{\bar{T}}.$$

Zamenom lokalnih promena pritiska iz ovih relacija u jednačini (9.3.2) imamo

$$d(p-\bar{p})=\frac{\partial p}{\partial x}dx+\frac{\partial p}{\partial y}dy+\frac{g}{R}\left(\frac{\bar{p}}{\bar{T}}-\frac{p}{T}\right)dz.$$

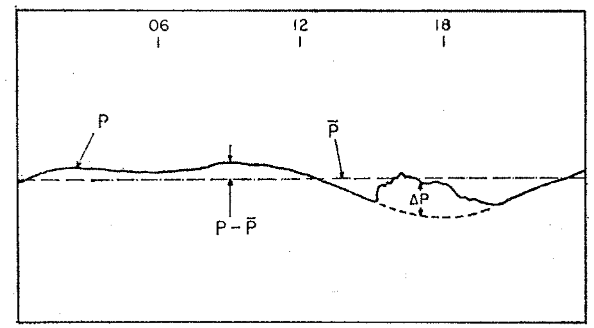
Ako sad razmatramo gradijent devijacije pritiska u pravcu n na horizontalnoj ravni, možemo pisati

$$\frac{d(p-\bar{p})}{dn}=\frac{\partial p}{\partial n}+\frac{g}{R}\left(\frac{\bar{p}}{\bar{T}}-\frac{p}{T}\right)\frac{dz}{dn}. \tag{9.3.3}$$

Ispitivanjem dnevnih promena pritiska i temperature na stanici pokazalo se da se vrednost $\left(\frac{\bar{p}}{\bar{T}}-\frac{p}{T}\right)$ u toku dana menja za 1—2% od srednje vrednosti odnosa pritiska i temperature. S druge strane, maksimalna vrednost nagiba $\frac{dz}{dn}$ dostiže vrednost od oko 0,3. Uvršćenjem ovih vrednosti u jednačinu (9.3.3) dobijamo da se gradijent devijacije pritiska u horizontalnoj ravni kreće od 1—2 mb/100 km. S obzirom da je drugi član na desnoj strani jednačine (9.3.3) za jedan red veličine manji od leve strane iste jednačine, možemo pisati

$$\frac{d(p-\bar{p})}{dn}\approx\frac{\partial p}{\partial n}.$$

Na taj način horizontalni gradijent devijacije pritiska je jednak gradijentu pritiska u slobodnoj atmosferi na nivou stanice. Na osnovu ovog odnosa analizirana je serija časovnih sinoptičkih karata u oblasti Flagstaffa. Odnos pritiska, devijacije pritiska i ekscesa pritiska na stanici prikazan je grafički na sl. 9.3.1.



Sl. 9.3.1. Odnos pritiska, devijacije pritiska i ekscesa pritiska na stanici (Fujita i saradnici, 1962)

p Pritisak na stanici

$\bar{p}$ Srednja vrednost pritiska na stanici za 24 časa

$p-\bar{p}$ Devijacija pritiska

Δp Poremećaj pritiska

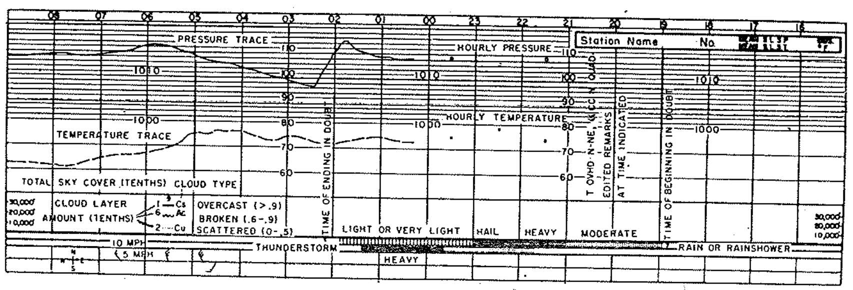
U oblastima izrazitih terenskih neravnina zbog razlika u nadmorskoj visini nije moguće pomoću vrednosti temperature na stanicama izvesti analizu termičke strukture mezosistema. Zbog toga je potrebno da se izvrši redukcija srednje dnevne temperature na morski nivo ili na neku drugu pogodnu visinu.

Ako oblast iznad koje se vrši mezoanaliza obuhvata više od 5° g. š. preporučuje se uzimanje u obzir i eliminisanje promene temperature sa geografskom širinom. Obično se korekcija za nadmorsku visinu i geografsku širinu vrši istovremeno. To se izvodi na taj način što se konstruiše dijagram čije su koordinate geografska širina i nadmorska visina. Tada se unose vrednosti srednjih dnevnih temperatura za svaku stanicu. Prema rasipanju vrednosti na dijagramu izvuku se linije jednakih vrednosti, pomoću kojih je moguće pročitati korekciju temperature za svaku tačku u oblasti za koju se vrši mezoanaliza. Dodavanjem korekturnih vrednosti temperaturi na svakoj strani dobijaju se temperature svedene na morski nivo i na istu geografsku širinu. Često se geografska širina ne uzima u obzir pa se temperatura, slično pritisku, svodi samo na morski nivo. Srednja vrednost temperature za 24 časa svedena na morski nivo unosi se na termogram svake stanice za određeni dan u obliku horizontalne linije. Na taj način se može odrediti vrednost temperature za morski nivo za svaki momenat vremena. Pomoću pročitanih časovnih vrednosti temperature i devijacija temperature mogu se konstruisati časovne karte i analizirati termičke karakteristike mezosistema.

Napred je rečeno da se količina padavina na sinoptičkim stanicama meri svakog časa a na svim ostalim jednom u 24 časa. Za crtanje i analizu časovnih karata potrebno je da se iskoriste svi raspoloživi podaci, naročito kad se radi o tako varijabilnom elementu kao što su padavine. Zbog toga se kod padavina postavlja sasvim različit problem od onog kod pritiska i temperature. Naime, dok je kod poslednjih problem svođenje podataka na pogodnu zajedničku osnovu, kod padavina je problem podela ukupne 24-časovne količine na časovne vrednosti.

Ovaj se problem može rešiti dosta dobro na sledeći način. Na svim stanicama na kojima se vrše časovna merenja količine padavina izračunavaju se procenti padavina koje su pale u pojedinim časovima od ukupne količine pale za 24 časa. Zatim se ovi procenti ucrtaju na časovne karte i izvuku linije jednakih procenata za celu oblast koja se analizira. To omogućuje da se za svaki čas odredi procenat padavina koji je pao na stanicama gde nisu vršena časovna merenja. Posle izračunavanja časovnih iznosa padavina kao procentualnog dela od 24-časovne količine mogu se naneti na kartu podaci o časovnim količinama za sve stanice i izvršiti analiza istih.

U prethodnom paragrafu je pokazano da se za mezoanalizu koriste svi raspoloživi podaci bez obzira kojim su instrumentima i načinom osmatranja bili dobijeni. Da bi se svi meteorološki elementi mogli prikazati tako da se može na zgodan način posmatrati njihova međusobna promena sa vremenom i tako omogućilo bolje razumevanje mezosistema i razvoja vremena, crta se vremenski presek za pojedine stanice. Jedan primer takvog vremenskog preseka u obliku u kakvom su ga koristili Fujita, Newstein i Tepper (1956) prikazan je na sl. 9.3.2.



Sl. 9.3.2. Vremenski presek meteoroloških elemenata (Fujita, Newstein i Tepper, 1956)

Na ovom vremenskom preseku nalaze se sledeći elementi:

1) Brojevi u prvoj rubrici na vrhu vremenskog preseka označavaju časove. Po njima se vidi da vreme teče s desna na levo.

2) Ime i broj stanice nalaze se u istoj rubrici sa uravnatim vrednostima pritiska i temperature na morskom nivou na desnoj strani preseka.

3) Mikrobarogram je izvrnut i kriva pritiska tako kopirana na vremenskom preseku da vreme teče sa desna na levo. Ovo je učinjeno da bi se predstavio tok zbivanja kako se sistemi kreću sa zapada na istok. Kriva pritiska je povučena neprekidnom linijom. Tamo gde nije bilo mikrobarografa ucrtava se serija praznih kružića koji predstavljaju časovne vrednosti pritiska dobijene sa barometra i redukovane na morski nivo.

4) Ispod prostora na preseku određenog za pritisak određen je prostor za temperaturu. Metod predstavljanja temperature je isti kao i za predstavljanje pritiska, sem što se kriva temperature sa termograma predstavlja isprekidanom linijom. Pri precrtavanju krive temperature sa termograma na vremenski presek neznatno se menja oblik krive, jer su vertikalne linije na termogramu koje označavaju časove krive. Međutim, to ne utiče na tačnost vrednosti koje se mogu pročitati na krivoj. Ista izmena u obliku javlja se i kod precrtavanja krive pritiska sa barograma.

5) Niže od prostora temperature nalazi se prostor za oblačnost. Na presek se unose svi podaci o oblacima, tj. vrsta, količina i visina. Svaki sloj se ucrtava na određenu visinu označenu na preseku. Količina oblaka od 0—5/10 predstavlja se tačkastom, od 6—9/10 talasastom, a 9—10/10 neprekidnom krivom.

6) Podaci o padavinama unose se u rubriku ispod oblačnosti. Intenzitet padavina je izražen šifrom. U slučaju kada početak ili prestanak padavina u nekom času nije pouzdano određen, stavlja se znak pitanja (?).

7) Ista tehnika kao za predstavljanje padavina koristi se i za predstavljanje intenziteta i trajanja grmljavina. Razlika je samo u skali za intenzitet grmljavina koji se razlikuje samo u dva stupnja: grmljavina i jaka grmljavina.

8) Poslednja rubrika na preseku služi za predstavljanje pravca i brzine vetra.

9) Pored napred navedenih elemenata na vremenski presek se ucrtavaju i standardni meteorološki simboli kao dopunski elementi kad odnosnih pojava ima. Ovi dodatni simboli se ucrtavaju na presek iznad rubrike za temperaturu.

Upotreba vremenskog preseka za pojedine stanice pokazuje, po mišljenju Fujite, Newsteina i Teppera (1956), da postoji potreba za konstrukcijom jednog višestrukog pisača koji bi simultano beležio meteorološke elemente umesto niza pojedinačnih koji danas postoje.

Druga osnova za analizu mezosistema su mezokarte koje se izrađuju za svaki čas. Po vrsti, obično se izrađuju četiri osnovne mezokarte i to:

1) karta pritiska, na kojoj se pored izobara crta vetar i izvlače izogone;

2) karta temperature;

3) karta padavina, u koju su uneti podaci dobijeni radarom i podaci o nepogodama, i

4) karta oblaka — niskih i visokih zajedno.

Primer izrade ovih karata biće pokazan u sledećem poglavlju.

9.4. **Analiza mezosistema.** Za analizu mezokarata razvijena je osnovna tehnika mezoanalize koja se zasniva na tri principa zajednička za sve mezokarte. To su:

1) interpretacija vremenskih gradijenata kao prostornih gradijenata;

2) primena principa kontinuiteta modela od časa do časa; i

3) uravnavanje nepravilnosti čisto lokalne prirode.

Za primenu prvog principa najpre je potrebno da se uravnate časovne vrednosti pritiska na morskom nivou precrtaju sa barograma kako je napred opisano u vremenske preseke pojedinih stanica. Uvodeći pretpostavku da se u kratkim vremenskim intervalima polje pritiska premešta bez veće promene, moguće je preobratiti tendenciju pritiska kako je pokazano na barogramu u gradijent pritiska na karti. Ovo se čini na taj način što se uzima da deo krive za jedan čas na vremenskoj skali barograma odgovara po dužini odstojanju koje je sistem pritiska prešao u toku jednog časa na razmeri karte. Tako je moguće odrediti model pritiska između stanica. Precrtava se deo krive sa barograma plus ili minus 1/2 časa na svaku stranu od termina karte (ali izvrnuto) i orijentiše se duž aproksimativne putanje poremećaja kojeg pratimo. Na taj način promena pritiska pada, manje ili više, u njegov pogodan prostorni položaj na karti.

Kao što je napred rečeno, u mezoanalizi se gradijentu pritiska daje znatno veća težina nego njegovoj brojnoj vrednosti. Tako, npr. ako pritisak na nekoj stanici iz bilo kojeg razloga nije u saglasnosti sa vrednostima na okolnim stanicama, pri analizi će se pojaviti mali zatvoren sistem visokog ili niskog pritiska. Ovaj sistem ne utiče mnogo na okolni gradijent pritiska. On se, po pravilu, smatra anomalnim, tj. predstavlja neku prolaznu mikrokarakteristiku. U takvom slučaju polje pritiska se analizira vodeći više računa o opštoj vrednosti gradijenta u toj oblasti nego o tom malom barskom sistemu.

Naprotiv, ako neka karakteristika na krivoj pritiska, recimo skok pritiska, ili izraziti oblici kao što su nos ili dolina pokazuju vrlo dobar kontinuitet od jedne do druge stanice, mada su po veličini male, ove karakteristike se smatraju pravim karakteristikama mezostrukture. One se stoga analiziraju sa reprodukcijom gradijenta što je moguće vernije.

Pošto je prethodno izvršena preliminarna analiza polja pritiska, u mogućnosti smo da pristupimo primeni drugog principa mezoanalize. Naime, pristupa se realizaciji karata sa ciljem da se uspostavi dobar kontinuitet od jednog do drugog časa, tako da individualne mezokarakteristike izgledaju kao da se ravnomerno kreću uz postepeno jačanje ili slabljenje. Podesan metod za održavanje kontinuiteta imamo u izvlačenju izohrona (linija istovremenih položaja) istaknutijih karakteristika individualnih mezostruktura.

Podaci o vetru naneti na karte pritiska predstavljaju vetar na stanicama. Zbog toga on nije u saglasnosti sa poljem pritiska koje je svedeno na morski nivo. Iz polja vetra moguće je izvlačenjem izogona izdvojiti posebne strujne modele i odvojeno proučiti jedan režim vetra od drugog.

Analiza polja temperature se izvodi na skoro isti način kao i analiza pritiska.

Koristeći se sa ova tri osnovna principa na kojima se zasniva tehnika mezoanalize, moguće je konstruisati kartu izohijeta sa izrazitim mezomodelima padavina. Na ove časovne karte padavina unose se na odgovarajuća mesta podaci o jakim lokalnim nepogodama. Takođe se unose i podaci dobijeni pomoću radara.

Isti principi tehnike mezoanalize primenjeni su i u analizi časovnih karata oblaka. Uz upotrebu svih podataka o oblacima koji su napred navedeni vodi se računa da analizirani modeli oblačnih sistema budu u punoj saglasnosti sa svim podacima o oblacima. Niski i srednji oblaci se predstavljaju na mezokartama kao kontinuarna senka. Pri tome se svetlije senčenje vrši za oblasti sa razbijenom oblačnosti a tamno gde je potpuno oblačno. Visoki oblaci pokazani su na kartama šrafurom. Retkom šrafurom predstavljena je razbijena oblačnost a gustom neprekidna.

9.5. **Automatsko sređivanje podataka za mezoanalizu.** Izrada serije mezokarata na kojima se mogu posmatrati formiranje, razvoj i iščezavanje mezosistema primenom opisane tehnike predstavlja težak i dugotrajan posao. Stoga takav metod mezoanalize nije moguće iskoristiti u operativne svrhe iako bi analiza mezosistema bila od neobično velike koristi za prognozu vremena. Međutim, elektronske računske mašine pružaju mogućnost da se tehnika mezoanalize automatizuje, objektivizira i ubrza na sličan način kao što je već učinjeno sa analizom sistema većih razmera u atmosferi.

Prvi deo posla koji se mora obaviti pre nego što se pristupi objektivnoj analizi mezosistema je sređivanje podataka za mezoanalizu. To sređivanje se može potpuno automatizovati nizom postupaka koje može da izvede elektronska računska mašina. Ovde će biti prikazan metod automatskog sređivanja podataka kako je izneto u radu Dellerta (1962). On je metod automatskog sređivanja, obrade i mezoanalize prikazao na jednom slučaju analize mezosistema u oblasti Teksasa za 7—8. maj 1956. godine, koju su ručno izveli Smith, Kaplan, Herman i Whitney (1958).

Prvi problem koji treba da se reši je čitanje vrednosti sa mikrobarograma i smeštaj istih u memoriju elektronske mašine. To znači da vrednosti pritiska koje su predstavljene krivom treba pretvoriti u brojne vrednosti. Ovo je izvedeno tako što se na krivoj izaberu značajne tačke na takav način da deo krive između dve uzastopne tačke treba približno da predstavlja pravu liniju. Tada se vrši čitanje podataka tako što se za svaku tačku dobija par vrednosti koje sadrže vreme i pritisak na stanici.

Opisani metod čitanja vrednosti pritiska sa mikrobarograma prikazan je na sl. 9.5.1. Gornja traka na ovoj slici predstavlja mikrobarogram stanice Midland u Teksasu za period od podne do ponoći 7. maja 1956. godine. Brojevi +000 i +010 pokazuju korekciju pritiska na traci prema barometru određenog u sinoptičkim terminima.

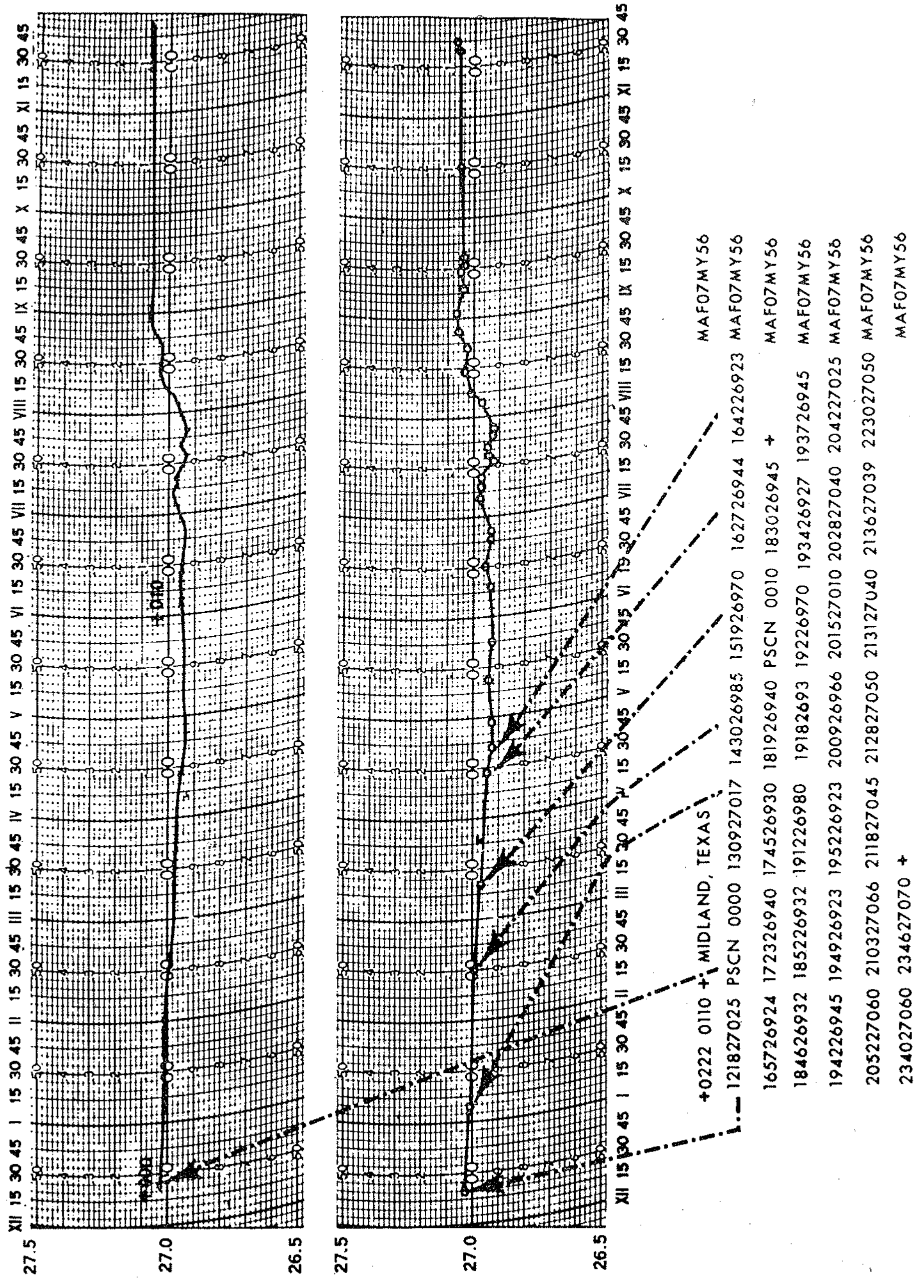
Na donjoj traci prikazan je niz tačaka na istoj krivoj koje su izabrane tako da ih spajaju prave linije. Jasno se vidi neravnomerno rasturanje tačaka u zavisnosti od oblika krive pritiska na mikrobarogramu.

Ispod traka na sl. 9.5.1 prikazani su podaci pročitani u tačkama sa trake redom kojim su tačke poređane na traci. Istim redom su ovi podaci izbušeni na kartice pomoću kojih se unose u elektronsku računsku mašinu. U prvom redu dati su podaci za identifikaciju stanice, i to: brojnim vrednostima označeni su red i kolona položaja stanice u pravougaonoj mreži a, zatim, slovima ime stanice i država. U ostalim grupama koje sadrže 9 cifara prve četiri cifre označavaju čas i minut a ostalih 5 pritisak na stanici u hiljaditim delovima inča. Tako, npr. grupa 121827025 predstavlja prvu tačku na mikrobarogramu i označava da je u 12 časova i 18 minuta pritisak na stanici bio 27,025 inča. Oznaka PSCN predstavlja skraćenicu od pressure correction (korekcija pritiska), a broj neposredno iza nje brojni iznos korekcije u hiljaditim delovima od inča. Posebnim programom koji je smešten u elektronsku mašinu daje mašini nalog da sprovede korekture pritiska kao i korekturu vremena ako se časovnik mikrobarografa kretao brže ili sporije nego što bi trebalo. Prilikom čitanja podataka sa kartica elektronska računska mašina prevodi pritisak u milibare i pretvara časove u minute.

Kada su sa barograma dobijene i u memoriju smeštene numeričke vrednosti pritiska i pošto su izvršene potrebne korekcije, potrebno je da se pritisak reducira na morski nivo. Za stanice koje sačinjavaju deo redovne meteorološke mreže stanica nadmorska visina je poznata i svođenje pritiska na morski nivo ne predstavlja neku teškoću. Međutim, za većinu stanica dopunske mreže nije poznata tačna nadmorska visina. Zbog toga se vrednosti pritiska ovih stanica ne mogu upoređivati međusobno već samo njegove promene.

S obzirom da je za analizu mezosistema u barskom polju potrebno kalibrisanje traka pritiska, to se izvlači uravnata karta pritiska samo sa standardne mreže meteoroloških stanica. Za ovaj program iskorišćeni su postupci opisani u prethodnim poglavljima. Jedino odstupanje je u tome što umesto upotrebe srednjeg pritiska za ceo

period analize, uključujući mezosisteme koji se proučavaju da bi se dobila uravnata karta, program ispituje sve trake zajedno da bi se odredio najmanje poremećeni period u dužini od 3 časa. Očekuje se da neke anomalne vrednosti srednjeg pritiska na stanicama, zbog postojanja mezosistema, na ovaj način mogu biti reducirane ili eliminisane.



Sl. 9.5.1. Automatsko čitanje vrednosti pritiska sa mikrobarograma (Dellert, 1962)

Da bi se otkrilo postojanje mezosistema, program za elektronsku računsku mašinu izračunava vrednost intenziteta amplitude (IA) za svaki interval vremena i za svaku traku. Vrednost IA odredio je Tepper (1954) kao $(\Delta p)^2/\Delta t$, tj. tendencija pritiska $\Delta p/\Delta t$ pomnožena opet sa razlikom pritiska Δp. Vrednost IA je izabrana za ovu svrhu kao zgodnija od same tendencije, pošto ona zavisi ne samo od nagiba krive pritiska na traci već i od veličine promene pritiska. Tako mali oštar porast pritiska, koji može imati vrlo veliku vrednost tendencije, biće ublažen u korist velikog rasta udruženog sa intenzivnijim mezosistemima.

Maksimalna vrednost IA za svaki minut u periodu analize je određena za sve tačke. Maksimalna vrednost IA za period od 3 časa nađena je uzimajući u obzir svaki minut, a nađeni minimum određuje najmanje poremećen ili najmirniji period od 3 časa. Srednji stanični pritisak za ovaj period od 3 časa se tada izračunava za svaku stanicu mreže prema sledećoj formuli:

$$\bar{p}=\frac{(p_2+p_1)(t_2-t_1)+(p_3+p_2)(t_3-t_2)+\cdots+(p_n+p_{n-1})(t_n-t_{n-1})}{2(t_n-t_1)} \qquad (9.5.1)$$

gde je $\bar{p}$ srednji pritisak za period od 3 časa na stanici; t vreme u periodu od 3 časa; p zabeleženi pritisak na stanici u periodu od 3 časa koji odgovara vremenu t; t_1 i p_1 predstavljaju vreme i pritisak na stanici na početku a t_n i p_n na kraju perioda od 3 časa. Početne i krajnje vrednosti vremena i pritiska se dobijaju linearnom interpolacijom ako nisu registrovane; t_n-t_1 je po gornjoj definiciji 180 minuta.

Broj članova u brojiocu jednačine (9.5.1) može biti, ako se uzmu minutne vrednosti, od 1 do 179, što zavisi od broja tačaka sa podacima određenih u periodu od 3 časa za neku stanicu. Međutim, obično se broj tačaka kreće od 6 do 18.

Za primenu redukcije pritiska na morski nivo na stanicama standardne mreže meteoroloških stanica Smith, Kaplan, Herman i Whitney (1958) su postavili zahtev da budu ispunjena dva posebna uslova. Prvi uslov traži da lokalna promena pritiska svedenog na morski nivo (P^+) bude jednaka lokalnoj promeni pritiska na stanici (P_s), tj.

$$\frac{\partial P^*}{\partial t}=\frac{\partial P_s}{\partial t}. \qquad (9.5.2)$$

Ovim uslovom se postiže očuvanje intenziteta mezosistema i olakšava redukcija traka.

Drugi uslov je da se na osnovu vrednosti pritiska na morskom nivou i visine stanice može lako dobiti pritisak na stanici. Ovaj uslov omogućuje da se konstruiše neki izobarski nivo iznad morskog nivoa i na taj način proučava strujno polje u slobodnoj atmosferi.

Pri svođenju pritiska na morski nivo koristi se ICAO standardna atmosfera. S obzirom da se standardna atmosfera razlikuje od stvarne, pri redukciji pritiska se pravi izvesna greška. Tu grešku možemo približno dobiti ako integralimo jednačinu (9.5.2). Tada imamo

$$P^+=P_s+K$$

gde je K integraciona konstanta. Ova konstanta se može odrediti na sledeći način. Predpostavimo da je $P_s=P_{rs}$, tj. da je pritisak na stanici jednak pritisku koji u standardnoj atmosferi odgovara visini Z na kojoj se nalazi stanica. Tada je i $P^+=P_{ro}$ gde P_{ro} označava pritisak na morskom nivou u standardnoj atmosferi (za ICAO standardnu atmosferu $P_{ro}=1013{,}25$ mb). Prema tome biće

$$K=P_{ro}-P_{rs}$$

odnosno

$$P^+ = P_s + P_{ro} - P_{rs}. \tag{9.5.3}$$

Karte pritiska dobijene upotrebom ICAO standardne atmosfere na opisani način ne slažu se sasvim dobro sa kartama pritiska na morskom nivou koje je izradio Nacionalni centar za analizu vremena u SAD. Analizom je utvrđeno da u opisanom slučaju postoji opšta tendencija da se vrednosti P^+ povećavaju u planinskim oblastima i u oblastima visinskih platoa. Zbog toga se javila potreba za upotrebom toplije standardne atmosfere. Ovaj problem je rešen na taj način što su u elektronsku mašinu postavljene tabele za različite standardne atmosfere pa mašina izračunava i upotrebljava standardnu atmosferu koja je najpribližnija stanju stvarne atmosfere.

S obzirom da je određivanje i izračunavanje standardne atmosfere za svaki poseban slučaj analize pritiska dosta obiman posao, ovaj problem se može rešiti i na drugi način. To se postiže tako što se izvede odnos između P_s i P^+ za neku izabranu standardnu atmosferu i prepusti elektronskoj računskoj mašini da reši rezultujuću jednačinu za svaku stanicu standardne mreže i posebno za njenu visinu iznad morskog nivoa. S obzirom na to, izvod od P^+ u jednačini (9.5.3) treba da se proširi.

Srednja temperatura T sloja od morskog nivoa do visine stanice, određena po standardnoj atmosferi, je

$$\bar{T} = T_{ro} + \frac{LZ}{2} + 273{,}16$$

gde je T_{r_0} temperatura na morskom nivou po standardnoj atmosferi (ICAO, 15 °C), a L gradijent temperature po standardnoj atmosferi (ICAO, —1,9812 °C/1000 fita).

Prema jednačini statike je

$$P_{rs} = P_{ro}\, e^{-gz/R\bar{T}}$$

gde je g ubrzanje Zemljine teže, a R gasna konstanta za suvi vazduh. Zamenom u (9.5.3), imamo

$$P^* = P_s + P_{ro}\,(1 - e^{-gz/R\bar{T}}). \tag{9.5.4}$$

Faktor $(1 - e^{-gz/R\bar{T}})$ može biti izražen kao brzo konvergujući red sa naizmeničnim znacima, koji može biti smatran završenim kada jedan individualni član postane manji od tražene tačnosti. Zamenjujući ovaj faktor u (9.5.4) u obliku razvijenom u red dobija se

$$P^* = P_s + P_{ro}\left[\frac{gz}{R\bar{T}} - \frac{1}{2!}\left(\frac{gz}{R\bar{T}}\right)^2 + \frac{1}{3!}\left(\frac{gz}{R\bar{T}}\right)^3 - \frac{1}{4!}\left(\frac{gz}{R\bar{T}}\right)^4 + \cdots\right].$$

Ova jednačina je rešena programom za elektronsku računsku mašinu za standardnu mrežu meteoroloških stanica u razmatranoj oblasti. Pri tome u ovoj jednačini se koristi kao P_s srednji pritisak na stanici za period od 3 časa, a $\bar{p}$ kao pritisak dobijen po jednačini (9.5.1).

Zatim je sačinjena i analizirana uravnata tročasovna karta pritiska za sve stanice u oblasti. Po njoj su dobijene vrednosti za pravouglu mrežu tačaka i za tačke u oblasti u kojima se nalaze stanice dopunske mreže.

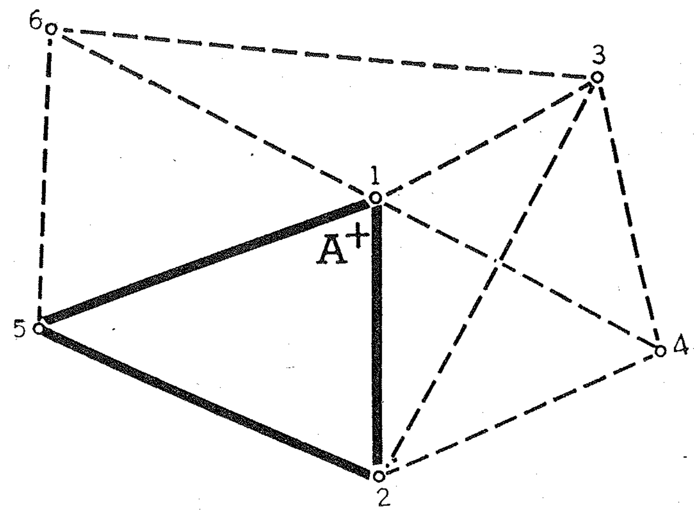
Razlika između srednje vrednosti za period od 3 časa P^+ za svaku stanicu dopunske mreže i srednjeg pritiska na stanici ($\bar{P}$) za period od 3 časa za tu stanicu se koristi za kalibrisanje. Pošto se veličina P^+ menja za isti iznos kao i pritisak na stanici, ova razlika za svaku stanicu se jednostavno dodaje svim pritiscima registrovanim

na stanici, da bi se dobila kriva P^+ za tu stanicu. Stanice standardne mreže su tretirane na isti način izuzev što su tročasovne vrednosti P^+ one koje su dobijene direktno redukcijom pritiska na morski nivo. Rezultujuće krive P^+ se zatim smeštaju na magnetske trake.

Najzad, program u elektronskoj računskoj mašini čita štampanu kontrolnu karticu koja specificira dan, čas i minut karte koja treba da se štampa. Krive P^+ se čitaju sa magnetske trake na koju su smeštene, a pritisak za svaku stanicu za jedan određen minut se dobija linearnom interpolacijom koja se vrši na osnovu podataka sadržanih na traci. Tako dobijena karta koja se odnosi na dati minut analizira se na isti način kao i uravnata karta za period od 3 časa, samo se sada koriste i standardna i dopunska mreža stanica.

9.6. **Objektivna analiza mezosistema.** Ovde će biti prikazan samo princip objektivne analize barskog polja i mezosistema u barskom polju. Šema za izračunavanje veličine P^+ u nekoj tački u oblasti koja se analizira objektivnim metodima analize prikazana je na sl. 9.6.1.

Krstić na sl. 9.6.1 označen sa A predstavlja tačku za koju treba da se dobije vrednost P^+. Kružići sa brojevima predstavljaju tačke gde su osmatranja vršena. Numeracija je izvršena redom prema udaljenju od tačke A.

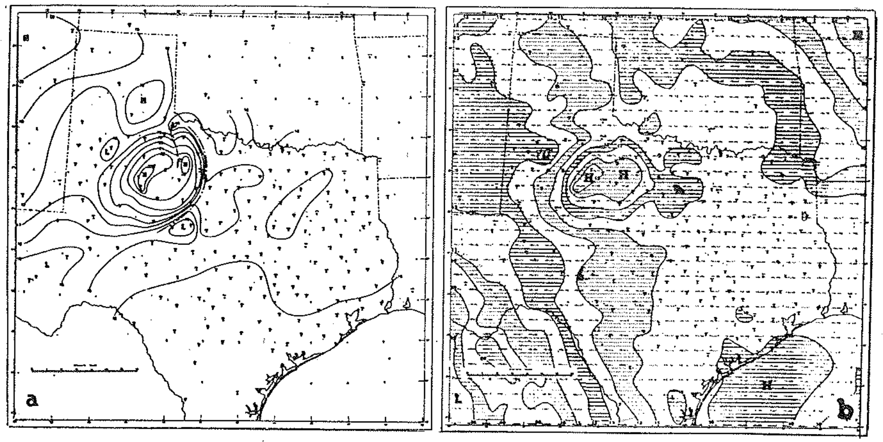


Sl. 9.6.1. Šema objektivne analize za program mezoanalize (Dellert, 1962)

Program za dobijanje vrednosti P^+ u tački A je sačinjen tako što se najpre ispituje udaljenje stanica od tačke A. Ovo ispitivanje se vrši sve dok se ne pronađu tri najbliže stanice koje obrazuju trougao unutar koga se nalazi tačka A. Na sl. 9.6.1 takav trougao je označen debelim linijama koje spajaju tačke 1, 2 i 5. Trouglovi 1—2—3, 1—2—4 i 1—3—4 ne obuhvataju tačku A, zbog toga su odbačeni iako su neke od stanica koje formiraju ove trouglove bliže tački A od onih koje čine trougao 1—2—5. Zatim se pristupa izračunavanju vrednosti P^+ u tački A. Ovo izračunavanje se vrši tako što se u jednačinu ravni uvrste vrednosti P^+ sa stanica 1, 2 i 5 i rešenjem jednačine dobija se vrednost P^+ u tački A.

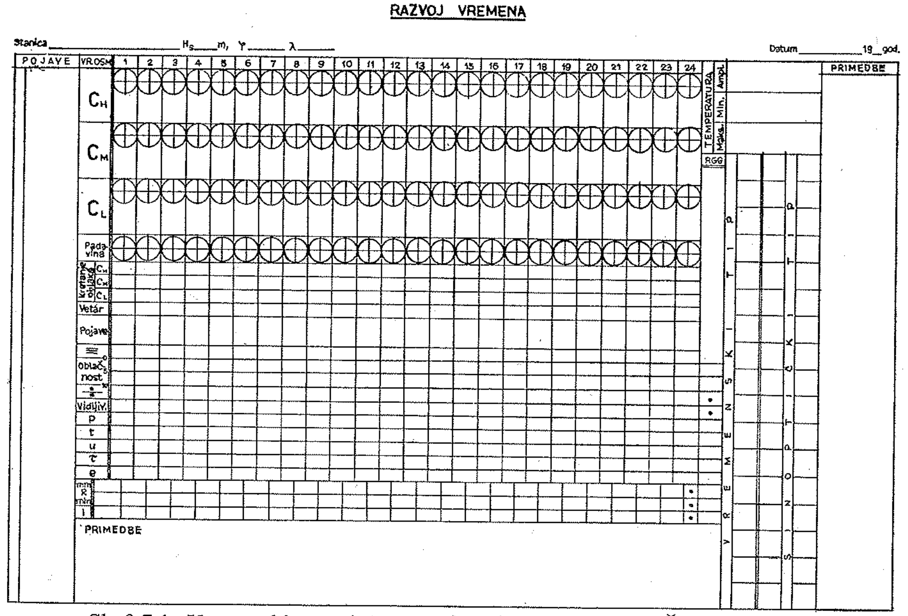
Izobare dobijene pomoću ove šeme su pravolinijski segmenti kroz trougao, ali kad se izračunavaju vrednosti u tačkama mreže po programu za izolinije, javlja se iskrivljavanje. Predstavljeni detalj je ograničen uglavnom stranama trouglova koje su približne rastojanjima u mreži stanica. Ovaj metod direktno proizvodi krivinu izobara kroz trougao koji je razvijen, i opisani program je već sada sposoban da

proizvede karte koje se mogu uspešno upoređivati sa drugim rutinskim i numeričkim metodima analize sistema velikih i srednjih razmera. Radi ilustracije na sl. 9.6.2 prikazana je jedna ista situacija analizirana ručno (Smith i saradnici, 1958) i opisanim numeričkim metodima (Dellert, 1962).



Sl.9.6.2. Mezoanaliza barskog polja od 7. maja 1956: a) ručno i b) numeričkim metodom. Izobare su izvučene u intervalima od 1 mb (Dellert, 1962)

9.7. **Metod razvoja vremena.** U našoj zemlji je razvijen jedan poseban metod mezoanalize koji je poznat pod nazivom metod razvoja vremena. Njegov autor je M. Čadež (1954). Još 1950. godine Čadež je izradio jedan originalan obrazac vremenskog preseka meteoroloških elemenata koji je nazvao razvoj vremena. Ovaj obrazac je prikazan na sl. 9.7.1. Ovde će ukratko biti dat opis tog obrasca, koji predstavlja osnov za primenu metoda razvoja vremena.



Sl. 9.7.1. Vremenski presek meteoroloških elemenata po Čadežu (1954)

Kao što se sa slike vidi obrazac razvoja vremena odnosi se na časovna osmatranja i obuhvata period od 24 časa (od 1—24 časa). Iznad rama dati su podaci za stanicu i datum na koji se oni odnose. Prve tri horizontalne rubrike rezervisane su za visoke, srednje i niske oblake. Pridajući veliku važnost izgledu neba, Čadež je u ove rubrike uneo za svaki čas i za svaku vrstu oblaka po jedan kružić u koji se preslikava količina i položaj oblaka na nebu što je moguće vernije. Ispod kružića ostavljeno je dovoljno prostora da se ubeleže podaci o vrsti oblaka i visini koja se daje u šifri.

Ispod rubrika za oblačnost nalazi se još jedna rubrika sa kružićima u koju se upisuje deo horizonta na kome osmatrač vidi kišu da pada.

Zatim dolaze tri rubrike za kretanje visokih, srednjih i niskih oblaka. Ova rubrika se popunjava na stanici gde se vrše nefoskopska osmatranja.

Dalje sledi rubrika za vetar, u koju se unose pravci po stranama sveta (16 pravaca) i brzine u m/sec. Ispod rubrike za vetar nalazi se rubrika za pojave. U ovu rubriku unose se međunarodni simboli za sve važnije pojave u času osmatranja.

S obzirom na čestu pojavu magle u mnogim mestima i njen tipično lokalni karakter, predviđena je jedna rubrika za pojavu magle. Tu su još dve dodatne rubrike za oblačnost, u kojima se brojem i krivom predstavlja količina oblaka. Dalje je po jedna rubrika predviđena za vidljivost (u km), pritisak (u mb), temperaturu (u °C), relativnu vlažnost (u %), tačku rose (u °C), napon vodene pare (u mb), količinu padavina (u mm), dužinu trajanja padavina (u minutima) i insolaciju (u časovima).

Na dnu obrasca razvoja vremena ostavljen je prostor za primedbe osmatrača, da bi opisao neku od vremenskih pojava ili neku istaknutu karakteristiku vremenske pojave koja nije mogla biti dovoljno tačno opisana podacima u navedenim rubrikama.

Na levoj strani obrasca ostavljen je prostor u koji se beleži vreme početka i prestanka vremenskih pojava koje su se javile u toku tog dana. Takođe je i na desnoj strani formulara predviđen prostor za srednje i ekstremne vrednosti meteoroloških elemenata.

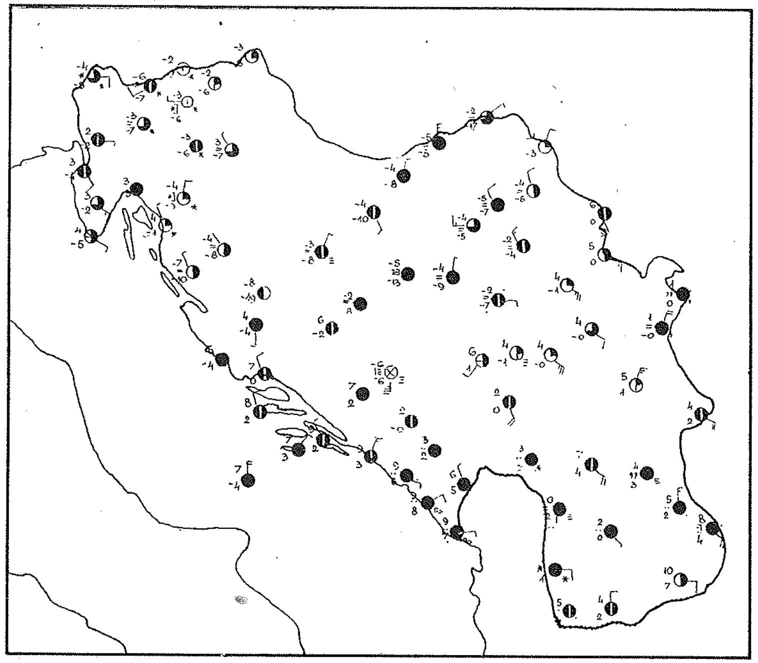
Kao što se vidi, obrazac razvoja vremena sadrži sve važnije meteorološke elemente i na veoma zgodan način prikazuje njihov vremenski tok; on odražava stvarni razvoj vremena na jednoj stanici pa mu i naziv koji je dobio sasvim odgovara.

Obrazac razvoja vremena prvi put je uveden u meteorološku službu naše zemlje 1950. godine. Posle nekoliko godina osmatranja po ovom formularu vršena su na oko 40 stanica višeg reda. Ta se osmatranja do danas neprekidno vrše i prikupljeni materijal predstavlja veoma dobru osnovu za detaljno upoznavanje i proučavanje dinamike razvoja vremena i našoj zemlji.

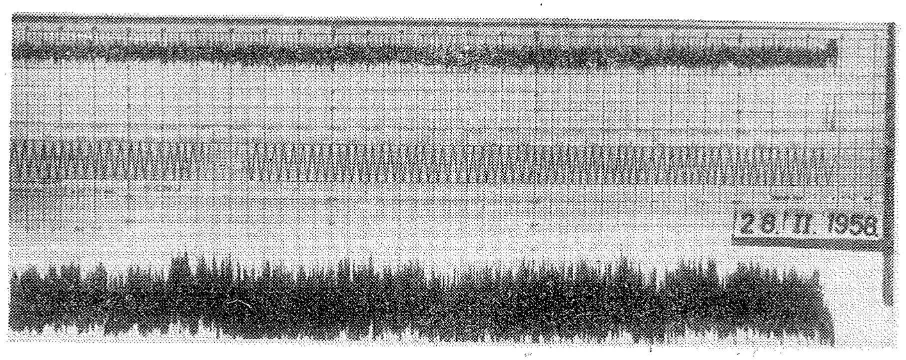
Pored ovih podataka sadržanih na obrascu razvoja vremena Čadež se koristi i drugim sredstvima koja sačinjavaju tehničku osnovu metoda razvoja vremena. To su:

1) Sinoptička karta Jugoslavije na kojoj su uneti podaci o temperaturi, tački rose, količini oblaka, vetru, pojavama, a ponekad i o tendenciji pritiska, i to za sve sinoptičke stanice. Ove karte se crtaju za sve glavne sinoptičke termine (primer sl. 9.7.2);

2) Anemografske trake iz svih stranica na kojima se vrše anemografska merenja vetra. Radi operativnosti i bolje preglednosti, trake su snimljene na film tako da se na jednom filmu nalazi oko 60 anemografskih traka, tj. snimljene trake za period od dva meseca hronološki poređane (primer sl. 9.7.3);



Sl. 9.7.2. Karta za analizu razvoja vremena u Jugoslaviji od 19. 2. 1956. u 13 čas



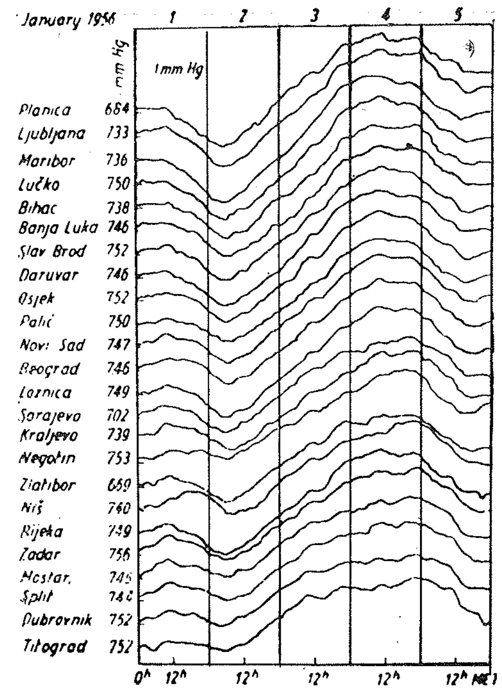
Sl. 9.7.3. Anemografska traka na kojoj se vidi prodor hladnog vazduha u Senju na dan 28. 2. 1958.

3) Termografske trake iz nekih stanica višeg reda. I ove trake su snimljene na film, i to na jedan film niz traka za godinu dana hronološki poređanih (primer sl. 2.5.1);

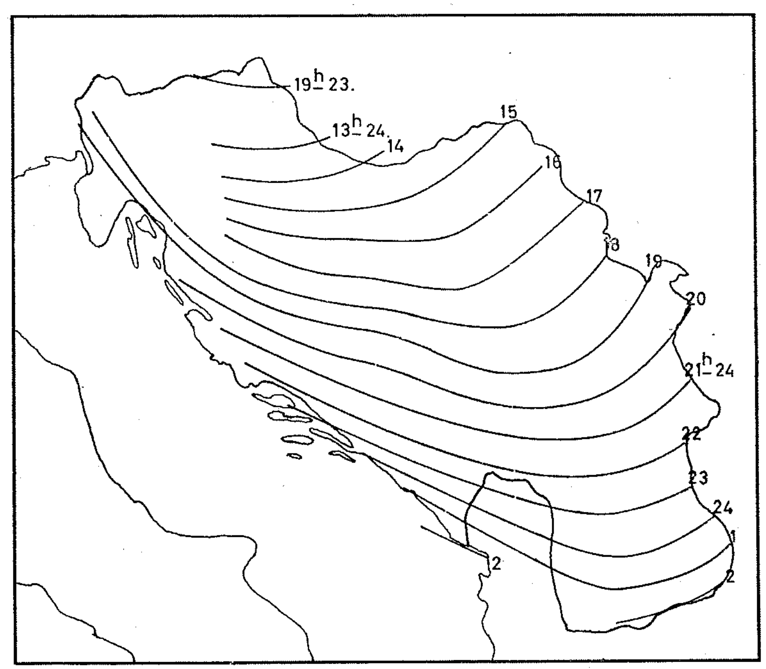
4) Krive pritiska za izvestan broj mesta crtaju se na milimetarskom papiru (primer sl. 9.7.4).

Na osnovu obrasca razvoja vremena i navedenih pomoćnih sredstava Čadež je izvršio analizu razvoja vremena u Jugoslaviji za svaki dan u periodu od pet godina (1956—1960). Tehnika analize se sastoji uglavnom u:

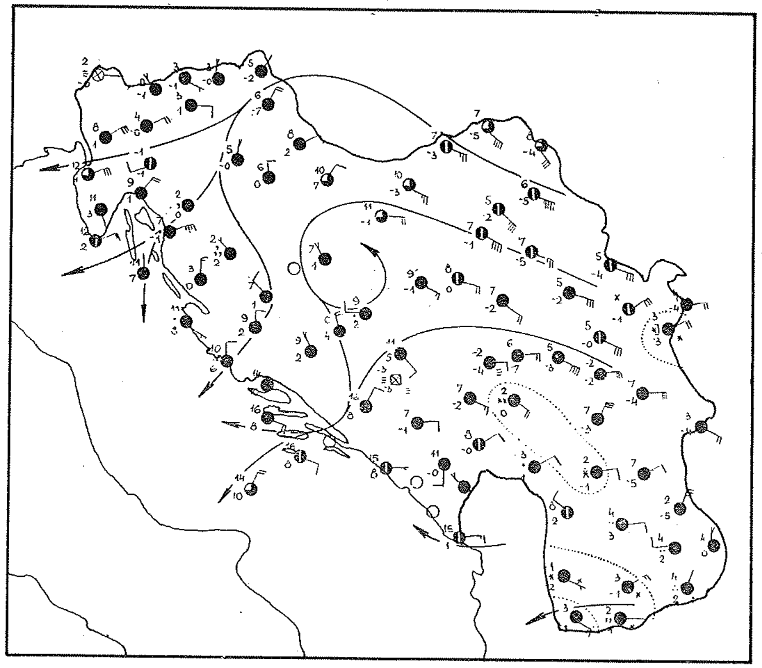
1) Određivanju položaja granice prodrlog hladnog vazduha i izvlačenju izohrona za svaki čas (primer sl. 9.7.5);



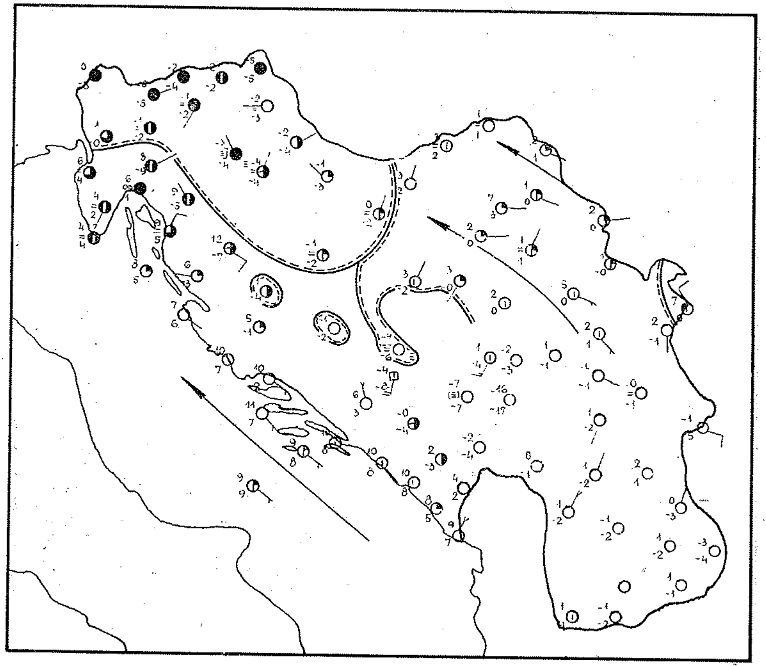
Sl. 9.7.4. Krive pritiska na kojima se vidi opšti porast pritiska u Jugoslaviji (Čadež, 1964)



Sl. 9.7.5. Izohrone prodora hladnog vazduha u Jugoslaviji 24. 1. 1959. (Čadež, 1964)



Sl. 9.7.6. Analiza strujnog polja od 26. 3. 1957. u 13 čas sa orografskim vrtlogom u centralnom delu zemlje (Čadež, 1964)

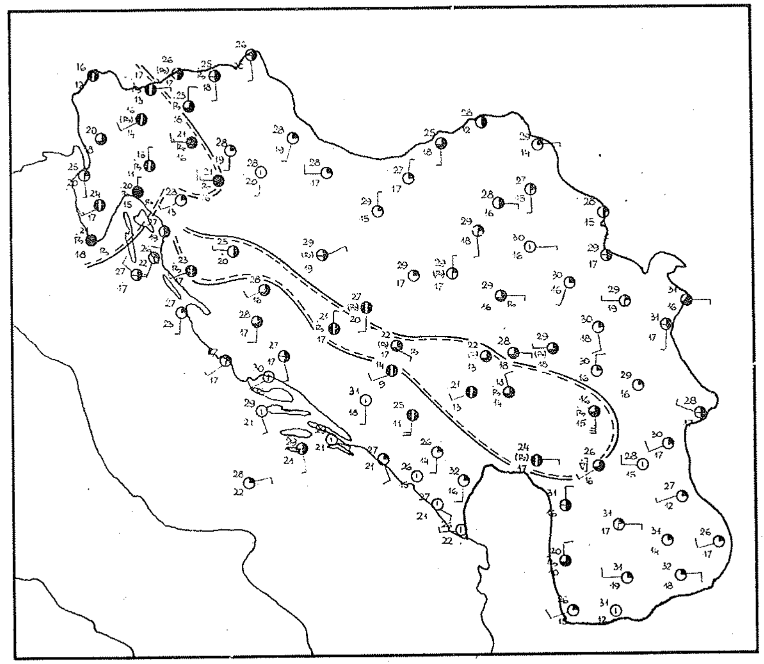


Sl. 9.7.7. Jezero hladnog vazduha u severozapadnom delu zemlje 10.1. 1957. u 19 časova (Čadež, 1964)

2) Određivanju zona vetra na površini i zona tišina (primer sl. 9.7.6);

3) Određivanju termičkih karakteristika pojedinih područja (primer sl. 9.7.7);

4) Određivanju zona padavina, nepogoda i drugih vremenskih pojava (primer sl. 9.7.8).



Sl. 9.7.8. Početak razvoja grmljavinskih nepogoda u planinskoj oblasti zemlje 11. 7. 1956. u 13 časova (Čadež, 1964)

Metod razvoja vremena još uvek nije dobio konačan oblik, ali su pomoću njega dobijeni izvanredno dobri rezultati. Tako, npr. dobijena je predstava o premeštanju graničnih površina preko naše zemlje (Čadež, 1956), o njihovoj deformaciji na orografskim preprekama i usporavanju pri premeštanju u toku dana preko zagrejane podloge (Čadež, 1960, 1962), zatim o istovremenim prodorima hladnog vazduha u Panonsku niziju sa raznih strana (Čadež, 1963a), o jezerima hladnog vazduha (Čadež, 1953), o uticaju dinamičkog hlađenja i zagrevanja u orografskim zonama zastoja na nestabilnost atmosfere (Čadež, 1963b), itd.

LITERATURA

B e r g e r o n, T., 1965: *On the Low-Level Redistribution of Atmospheric Water Caused by Orography. Proceedings of the International Conference on Cloud Physics*, Tokyo and Sapporo, 96—100.

Č a d e ž, M., 1953: *Pregled prodora hladnog vazduha u FNRJ u 1951. godini*, Godišnjak Aerološke opservatorije, 1951, str. 57—68, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd

Č a d e ž, M., 1954: *Analiza vremena u FNR Jugoslaviji u 1951 god.* Izdanje SUHMS Jugoslavije, Rasprave i studije 5, str. 39, Beograd

Čadež, M., 1956: *Pregled prodora hladnog vazduha u FNRJ u 1952 godini*, Godišnjak Aerološke opservatorije, 1952, str. 74—96, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd

Čadež, M., 1958: *Sur l'importance des études systematiques des invasions d'air froid pour l'analyse et la prévision du temps*, Simposio Internationale sulla Fisica delle Nudi e relative Applicationi all Agricoltura — Atti d. Symp. 11—21.

Čadež, M., 1960: *Über die Überlagerungsgeschwindigkeit der Fronten*, Geof. p. e appl. str. 45, 227—237

Čadež, M., 1962: *Über die Untersuchungen der Wetterentwicklung in Jugoslawien*, Sastanak za alpsku meteorologiju, Bled 1960, SHMZ, 109—111, Beograd

Čadež, M., 1963a: *Gleichzeitige Kaltlufteinbruche in die Pannonische Tiefebene von verschiedenen Seiten*. Publikacija sa II sastanka za karpatsku meteor., str. 129—134, Budimpešta

Čadež, M., 1963b: *Uticaj dinamičkog hlađenja i zagrevanja u orografskim zonama zastoja na nestabilnost atmosfere*, 75. godišnjica opservatorije u Beogradu, Izdanje HMZ SR Srbije, str. 167—171

Čadež, M., 1964: *Vreme u Jugoslaviji*. Rasprave i studije 5, PMF u Beogradu — Meteorološki zavod, str. 80

Čadež, M., 1966: *Über die Methodik der Bearbeitung meteorologischer Daten*, Zeitschrift für Meteorologie, Band 17, Heft 9—12, Akademie-Verlag — Berlin

Dellert, G., 1962: *Data processing procedures in numerical mesoanalysis*, Monthly Weather Review, Vol. 90, No. 4, str. 133—146

Fujita, T., Newstein H. and Tepper, M. 1956: *Mesoanalysis — An Important Scale in the Analysis of Weather Data*, U. S. Weather Bureau, Research Paper No. 39, str. 83

Fujita, T., 1959: *Study of mesosystems associated with stationary radar echoes*, J. Meteor., Vol. 16, No. 1, str. 38—52

Fujita, T., Styber, K. and Brown, R., 1962: *On the Mesometeorological Field studies near Flagstaff*, Arizona. J. appl. Meteor., Vol. 1, No. 1, str. 26—42

Smith, W., Kaplan, I. Herman, B. and Whitney, L. 1958: *Mesoanalysis Case of May* 7—8 1956. U. S. Weather Bureau.

Tepper, M., 1954: *Pressure-Jump Lines in Midwestern United States*, January-August 1951. U. S. Weather Bureau, Research Paper, No. 37, str. 70

DEO II

VREME U FUNKCIJI METEOROLOŠKIH POLJA I SISTEMA

GLAVA X

KARAKTERISTIKE VREMENA I FIZIČKE OSOBINE VAZDUŠNIH MASA

10.1. **Vreme u stabilnim vazdušnim masama.** U poglavlju 4.5. objašnjeni su ukratko pojmovi stabilne i nestabilne vazdušne mase. Iz toga se može izvesti definicija po kojoj je vazdušna masa stabilna ako je vertikalni gradijent temperature u njoj manji od vlažnoadijabatskog, i to tako da se ni u najpovoljnije doba dana ne jave konvektivna vertikalna kretanja, niti obrazuju oblaci vertikalnog razvitka.

Da bismo bili načisto o kakvim se vertikalnim kretanjima radi, prikazaćemo kakvih sve tipova vertikalnih kretanja ima. Zverov (1957) sva vertikalna kretanja deli u 5 grupa. To su:

1) Neuređena vertikalna kretanja, u koja spadaju turbulentna i konvektivna kretanja malih razmera (prečnik vrtloga od 1 do desetinu santimetara) i turbulentna i konvektivna kretanja sa prečnikom vrtloga od 1 do desetinu metara;

2) Lokalna uređena vertikalna kretanja (vertikalna struja konvekcije); a) uređena dinamička i termička konvekcija u snažnim Cb i kretanja u lokalnim nepogodama, vihorima i trombama;

3) Lokalni cirkulacioni sistemi kao što su vetar s mora i vetar s kopna, danik i noćnik,

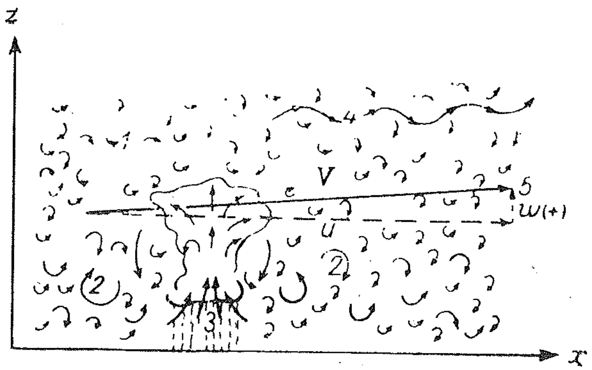
4) Talasi u vazdušnoj struji, uglavnom orografskog porekla; i

5) Uređena vertikalna kretanja iznad velikih oblasti. Ovaj tip vertikalnih kretanja, koji se obeležava sa ω, uslovljen je opštom nestacionarnošću atmosferskih kretanja (uzlazna i silazna kretanja u ciklonima i anticiklonima, dizanje uslovljeno potiskivanjem vazduha frontalnim površinama i orografskim preprekama). Šematski prikaz navedenih tipova kretanja dat je na sl. 10.1.1.

U hladnoj polovini godine vrlo često vazdušne mase koje su se duže vremena zadržavale iznad okeana dolaze relativno tople na hladniji kontinenat. Isto tako iz južnih geografskih širina toplija vazdušna masa premešta se na hladniji sever. U dodiru sa Zemljinim tlom vazdušne mase najviše se rashlade u prizemnom sloju od nekoliko stotina metara. Zbog toga se između tog rashlađenog sloja i slojeva iznad njega uspostavlja inverzija, koja još više sprečava turbulentnu razmenu između prizemnog sloja i viših slojeva. Ovaj proces utiče na uspostavljanje sve stabilnije stratifikacije vazdušne mase.

N a p o m e n a : Karakteristike vremena (u zavisnosti od meteoroloških polja i sistema) koje se prikazuju u ovom delu knjige odnose se na severnu hemisferu, izuzev gde je posebno naznačeno da važi i za južnu hemisferu. Sinoptičke situacije prikazane na kartama Evrope u ovom delu udžbenika uzete su iz Biltena Meteorološke službe SR Nemačke.

Posle formiranja inverzije u sloju ispod inverzije nagomilava se vodena para i druge primese koje se prenose od podloge naviše. Sve to stvara pogodne uslove za radijaciono hlađenje gornje granice sloja ispod inverzije i stvaranja u njemu oblačnosti tipa St. i Sc.



Sl. 10.1.1. Tipovi vertikalnih kretanja u atmosferi (Zverov, 1957)

Tip turbulencije i intenzitet vertikalnih kretanja igra važnu ulogu u uspostavljanju određenog oblika i visine gornje i donje granice inverzionog sloja u slobodnoj atmosferi. Ako turbulentnost u prizemnom sloju ima karakter turbulencije velikih razmera, donja granica slojastih oblaka ima neravan i iskidan oblik. Visina donje baze znatno varira od tačke do tačke a i nad istom tačkom može da se promeni za oko 100 m za svega 10—15 minuta. Naprotiv, ako turbulentnost ima karakter procesa malih razmera, donja baza slojastih oblaka je praktično ravna.

Kada je u prizemnom sloju turbulentnost tipa malih razmera razmena toplote između podloge i prizemnog sloja vazduha vrši se srazmerno sporo. Zbog toga se plitak sloj vazduha koji leži neposredno uz zemljinu površinu može jako rashladiti, pa inverzija temperature, a često i inverzija specifične vlage, počinje neposredno od Zemljine površine. Pri takvim uslovima se često u toploj i stabilnoj vazdušnoj masi javljaju advektivne magle. Pored ovih uslova produžavanje advekcije toplog i vlažnog vazduha iznad prizemnog rashlađenog sloja potpomaže stvaranje i održavanje advektivnih magli.

Ako postoje još i neki drugi uslovi, u toploj stabilnoj vazdušnoj masi mogu se javiti i padavine iz slojasto-kumulusnih oblaka koji se tada u tom slučaju povećavaju. Prvi takav uslov je produženje rashlađivanja oblačnog sloja usled razvoja turbulentnosti unutar oblačnog sloja. Produženje kondenzacije vodene pare na kapljicama oblaka, a posebno koagulacija (slivanje) kapljica u turbulentnoj struji, dovodi do njihovog uvećavanja i najzad do izlučivanja iz oblaka. Drugi uslov javlja se obrazovanjem temperaturskog režima unutar oblaka koji je podesan za obrazovanje ledenih kristala, što ubrzava stvaranje padavina. Ovaj uslov je ispunjen pri temperaturi ispod —10 °C, kada, po pravilu, dolazi do pojave ledene faze u oblaku koji sadrži prehlađene kapljice.

Treći dopunski uslov koji doprinosi izlučivanju padavina iz oblaka St i Sc uspostavlja se kad dolazi do upadanja kristala leda spolja u oblak koji se sastoji iz kapljica. U stvari, često se dešava da ledeni kristali lebde u hladnom vazduhu iznad oblačnog sloja. Vremenom oni otežaju i upadaju u oblak. Tada se u oblaku javlja brza koagulacija i sublimacija vodene pare, pa iz njega počinje da pada sneg. Ako se pak desi da se iznad oblačnog sloja St i Sc nalazi viši sloj As iz kojeg pada sitan

sneg, onda se sublimacijom kroz niži oblačni sloj pahuljice uvećavaju i pri tlu pada sneg ili kiša.

Ukratko, možemo zaključiti da je tipična karakteristika vremena u stabilnoj vazdušnoj masi u hladnoj polovini godine neprekidna slojasta i slojasto-kumulusna oblačnost. Ako su ispunjeni i dopunski uslovi o kojima je napred bilo govora, onda se još javljaju advektivne magle ili slabe dugotrajne padavine.

U toploj polovini godine topla stabilna vazdušna masa se obično javlja iznad mora i okeana, kada topal kontinentalni vazduh dođe na relativno hladnu vodenu površinu. Drugi slučaj, koji je takođe čest, dešava se kad vazdušna masa koja se duže vremena zadržavala iznad toplih vodenih površina dođe na relativno hladne vodene površine gde teče hladna morska struja. I ovde je isti tip vremena kao i u hladnoj polovini godine, tj. vreme sa advektivnim maglama i slojastom oblačnosti.

S druge strane, topla stabilna vazdušna masa iznad kontinenta u toplom delu godine može se formirati pri postojanju malopokretnih anticiklona, kada dugotrajno spuštanje vazduha dovodi do jakog smanjenja vertikalnog gradijenta temperature, pa čak i do obrazovanja sloja inverzije. U tavkoj vazdušnoj masi obično preovlađuje vedro vreme. Kad je inverzija izrazitija i duže traje, u prizemnom sloju se zadržavaju prašina i razni produkti sagorevanja, pa je vidljivost znatno smanjena.

Najzad, da istaknemo da je, s obzirom na malu razmenu vazduha između prizemnog sloja i viših slojeva atmosfere, dnevni hod meteoroloških elemenata u toploj stabilnoj vazdušnoj masi uglavnom mali. Ovo je naročito slučaj pri neprekidnoj slojastoj oblačnosti. Primer karaktera vremena unutar tople stabilne vazdušne mase u hladnoj polovini godine prikazan je na sl. 10.1.2.

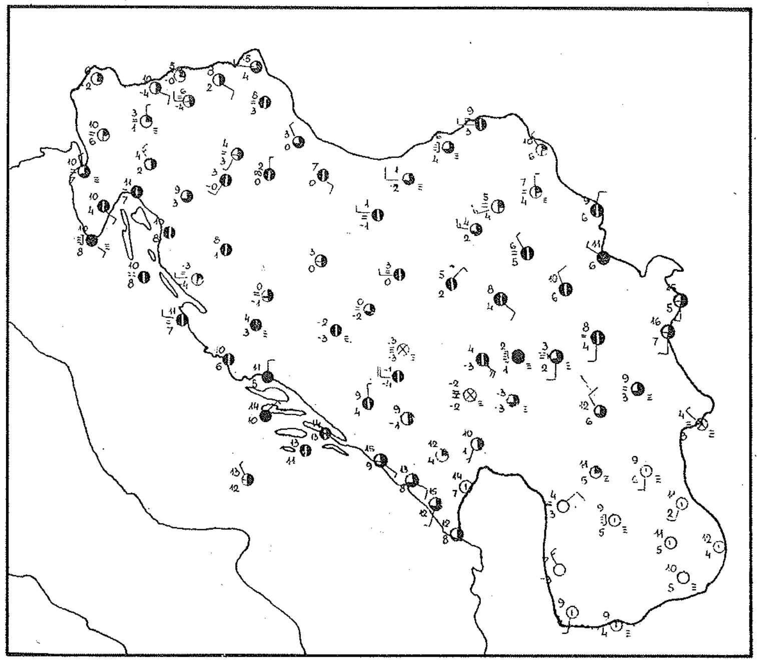
Stabilne vazdušne mase mogu biti i veoma hladne. Takvi slučajevi se najčešće mogu sresti u toku zime nad veoma rashlađenim kontinentom, a u toku leta na Arktiku ili Antarktiku iznad ledenog i snežnog pokrivača.

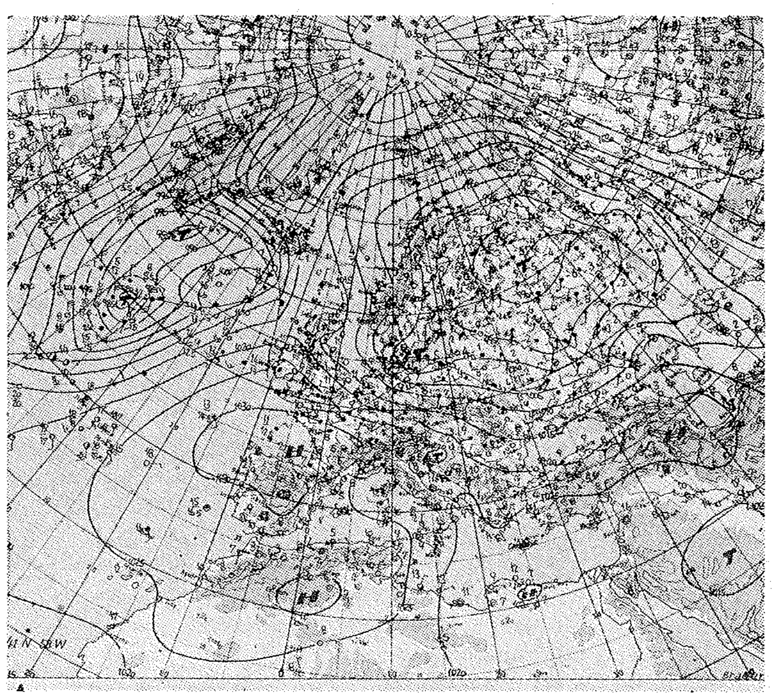
Zimi je iznad umerenih i većih geografskih širina znatno smanjena količina toplote koja dolazi od Sunca. Kad postoji snežni pokrivač, onda se pored toga oko 80% od te male količine toplote odbija od snežnog pokrivača. U isto vreme snežni pokrivač emituje dugotalasno zračenje, praktično, kao apsolutno crno telo. Ovo izračivanje se efektivno još i povećava, pošto je specifična vlažnost zbog niske temperature i sublimacije na snežnom pokrivaču znatno smanjena. Tako se veoma jakim izračivanjem formira jaka inverzija, koja se obično zadržava duže vremena, što čini da se debljina prizemnog rashlađenog sloja iz dana u dan povećava i, povremeno, može da dostigne debljinu od 2 km. Ponekad pri vedrom vremenu i postojanju drugih podesnih uslova za jako izračivanje, što se često može videti pri razvijenom anticiklonu u severnoj i centralnoj Aziji, dolazi do formiranja pola hladnoće. U takvim slučajevima temperatura u prizemlju je znatno niža nego u oblastima Arktika i kreće se od —50 do —70 °C.

Na taj način vreme u hladnoj stabilnoj vazdušnoj masi iznad kontinenta u hladnom delu godine je vedro i veoma hladno. Ponekad se pri takvim vremenskim stanjima obrazuju radijacione magle, a ređe i oblačni sloj ispod inverzije.

Čest je slučaj da jedan oblačni sloj formiran u drugoj vazdušnoj masi i pri drugim sinoptičkim uslovima biva u visinskoj vazdušnoj struji prenet u oblast hladne stabilne vazdušne mase. Tada se i u hladnoj stabilnoj vazdušnoj masi u hladnoj polovini godine uspostavlja oblačni tip vremena sa povremenim slabim snegom. Takvi slučajevi se obično dešavaju u perifernim delovima anticiklona i u oblastima kontinenta koje nisu mnogo udaljene od morskih obala.

Za dnevni hod meteoroloških elemenata u hladnoj stabilnoj vazdušnoj masi i pri vedrom vremenu karakteristično je malo kolebanje, mada nešto veće nego kod toplih stabilnih masa.





Sl. 10.1.2. Karakteristike vremena u toploj stabilnoj vazdušnoj masi od 6. 12. 1956. u 13 časova

10.2. **Vreme u nestabilnim vazdušnim masama.** U nestabilnim vazdušnim masama, kao i u stabilnim, karakteristike vremena znatno zavise ne samo od vertikalnog gradijenta temperature već i od opšteg termičkog stanja vazdušne mase. Zbog toga ćemo posebno razmotriti hladne a posebno tople nestabilne vazdušne mase.

U toplom delu godine vazdušna masa koja se duže vremena zadržava iznad prostranih okeanskih površina postaje dosta vlažna sa relativno niskom temperaturom u donjim slojevima. Kad takva vazdušna masa dospe na pregrejan kontinent prizemni slojevi se brzo zagreju i vertikalni gradijent temperature se naglo poveća iznad adijabatskog. Zbog toga se razviju konvektivna kretanja vazduha, pa se, zbog velikog sadržaja vodene pare, obrazuju oblaci vertikalnog razvitka.

Iz ovoga sledi da se kao osnovni tip vremena u hladnoj nestabilnoj vazdušnoj masi nad kontinentom uspostavlja vreme sa oblacima vertikalnog razvitka. Međutim, da li će se ovi oblaci razviti u toj meri da dođe do pljuskova, grmljavina, grada ili jakih lokalnih nepogoda, zavisi i od drugih uslova. Neki od njih biće ovde diskutovani.

Na prvom mestu važan je smer uređenog vertikalnog kretanja. Ako je vertikalna brzina uređenog kretanja pozitivna (u sistemu x, y, z), kao što je slučaj u ciklonu, tj. ako ima isti smer kao i konvekcija, vertikalni razvoj oblaka se ubrzava. U slučaju kad je uređeno vertikalno kretanje u suprotnom smislu (kao u antickilonu), vertikalni razvoj oblaka se usporava. Smer i intenzitet uređenog kretanja može se pretpostaviti iz oblika barskih modela na sinoptičkim kartama.

Za razvoj konvekcije pogodno je da bude tišina ili slab vetar u nižem sloju nestabilne vazdušne mase. Postojanje jakih vetrova proizvodi jako mešanje, tj. turbulenciju većih razmera. Tako se vazduh iznad jako zagrejanih površina (peščana i gola tla) meša sa vazduhom iznad manje zagrejanih (pošumljene i zatravljene površine), što smanjuje konvekciju.

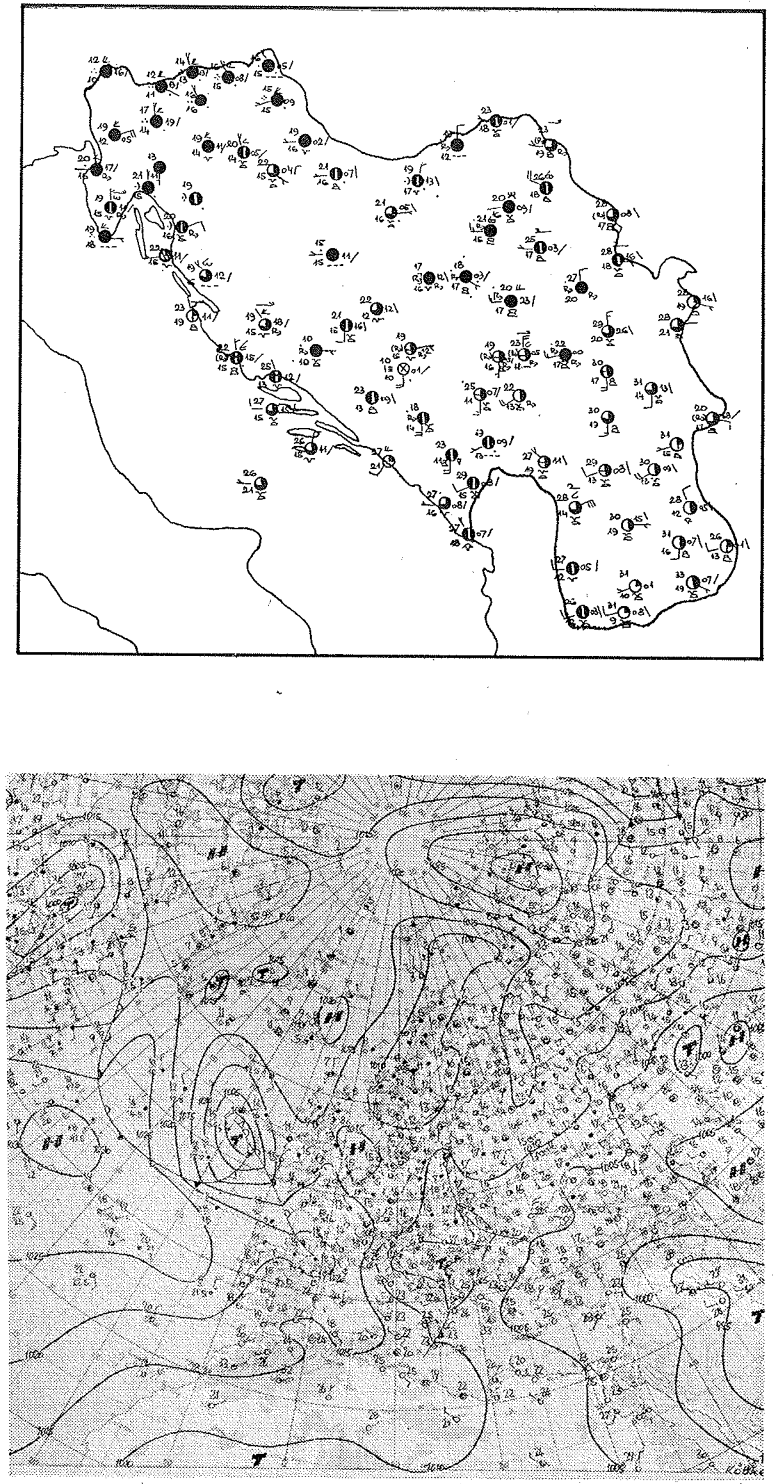
Drugi važan uslov za obrazovanje snažnih oblaka vertikalnog razvitka je velik sadržaj vlažnosti u vazduhu koji se uzdiže. Čest je slučaj da vazdušna masa sa severnih mora dospe na pregrejan kontinent. Međutim, takva vazdušna masa je zbog niske temperature siromašna vlažnošću i relativno stabilna. Zbog toga je dolaskom na kontinent u ovakvoj vazdušnoj masi granica konvekcije dosta niska a nivo kondenzacije dosta visok, pa oblaci vertikalnog razvoja ne dostižu velik razvoj.

Treći bitan uslov za izrazit razvoj oblaka vertikalnog razvitka i lokalnih nepogoda je postojanje jake nestabilnosti unutar vazdušne mase do velikih visina. To je slučaj kada se temperatura jako snižava do velikih visina. Takva situacija se na kartama apsolutne i relativne topografije prikazuje kao visinska odnosno termička depresija ili dolina.

Najzad, jedan od veoma važnih uslova povoljnih za razvoj konkvecije u nestabilnim vazdušnim masama je prisilno dizanje vazduha uz padine planinskih masiva. Ovaj uslov dovodi do znatno češćih lokalnih nepogoda u planinskim nego u ravničarskim krajevima.

Dnevni hod meteoroloških elemenata unutar hladne nestabilne vazdušne mase iznad kontinenta je veoma velik. Oblaci vertikalnog razvitka pojavljuju se u prepodnevnim časovima i dostižu maksimalnu razvijenost u popodnevnim časovima, kada i temperatura u prizemlju ima maksimalnu vrednost, a zatim se počinju rasplinjavati i iščezavati.

Slabljenjem konvekcije u večernjim časovima slabi turbulencija i konvektivna razmena brzine između nižih i viših slojeva vazduha. U vezi sa tim slabi vetar najpre u najnižem a zatim i u sloju iznad prizemnog. U toku noći u prizemnom sloju vlada tišina i, pošto je obično vedro, može se obrazovati slaba inverzija. Ako je vlažnost vazduha velika, u prizemnom sloju u toku noći može se obrazovati radijaciona magla.



Sl. 10.2.1. Vreme u nestabilnoj vazdušnoj masi na dan 11. 7. 1957.

U jutarnjim časovima po izlasku Sunca pojavljuje se vetar, narušava se prizemna inverzija i rastura radijaciona magla (ukoliko se obrazovala). Daljim razvojem konvekcije javljaju se oblaci konvektivnog razvitka.

U toplom delu godine vodena površina mora i okeana je u upoređenju sa površinom kopna na istoj geografskoj širini srazmerno hladna pa zbog toga pri dolasku toplog kontinentalnog vazduha na morsku površinu ona utiče na usporavanje usponih i pojačavanje silaznih vertikalnih kretanja. Drugim rečima, kad nestabilna vazdušna masa u toku leta dospe na more ona će početi pod uticajem vodene površine da se stabilizuje. Stoga su pljuskovite padavine u hladnoj nestabilnoj vazdušnoj masi nad morem u toku leta veoma retke. Naprotiv, usled velike količine vlažnosti i sniženja temperature u donjem sloju često se javlja rosulja a oblačni sloj St se spušta do same površine vode.

Kao što hladna nestabilna vazdušna masa u toploj polovini godine određuje karakter vremena iznad kopna, tako hladna nestabilna vazdušna masa u hladnoj polovini godine određuje karakter vremena iznad mora i okeana. Hladna nestabilna vazdušna masa u hladno doba godine javlja se dolaskom vazdušne mase sa prehlađenog kopna ili zaleđenih površina polarnih oblasti na relativno topla mora i okeane.

Za razliku od letnjih uslova, u hladnoj vazdušnoj masi u toku zime, naročito nad morem i pri jakim vetrovima, amplituda dnevnog hoda meteoroloških elemenata je mala.

Nad kopnom konvekcija u ovakvoj vazdušnoj masi nije razvijena. Naprotiv, iznad mora ona je dominirajući faktor i određuje osnovni tip vremena. Jedna značajna osobenost konvekcije nad morem u hladnoj nestabilnoj vazdušnoj masi i u hladnoj polovini godine je u tome što je ona često jača noću nego danju. Pojačanje konvekcije u toku noći nad morem uslovljeno je radijacijom. Naime, gornji slojevi vlažnog vazduha u toku noći se izračivanjem jako rashlade, dok se temperatura vodene površine zbog velikog toplotnog kapaciteta vode i mešanja, a time i temperatura prizemnog sloja vazduha, praktično ne menja. Kao posledica ovog procesa, vertikalni gradijent temperature, a time i nestabilnost vazdušne mase, se u toku noći povećavaju. Zbog toga oblaci vertikalnog razvitka nad morem dostižu maksimalnu razvijenost noću ili u rano jutro. Pljuskovite padavine unutar hladne nestabilne vazdušne mase nad morem u hladnoj polovini godine mogu biti veoma intenzivne.

Sada ćemo razmotriti uslove i vreme u toplim nestabilnim vazdušnim masama. U hladnoj polovini godine relativno topla vazdušna masa može biti nestabilna nad morem i u planinskim oblastima kopna. Tip vremena koji preovlađuje u ovakvim vazdušnim masama ima sve karakteristike koje se javljaju u nestabilnim vazdušnim masama.

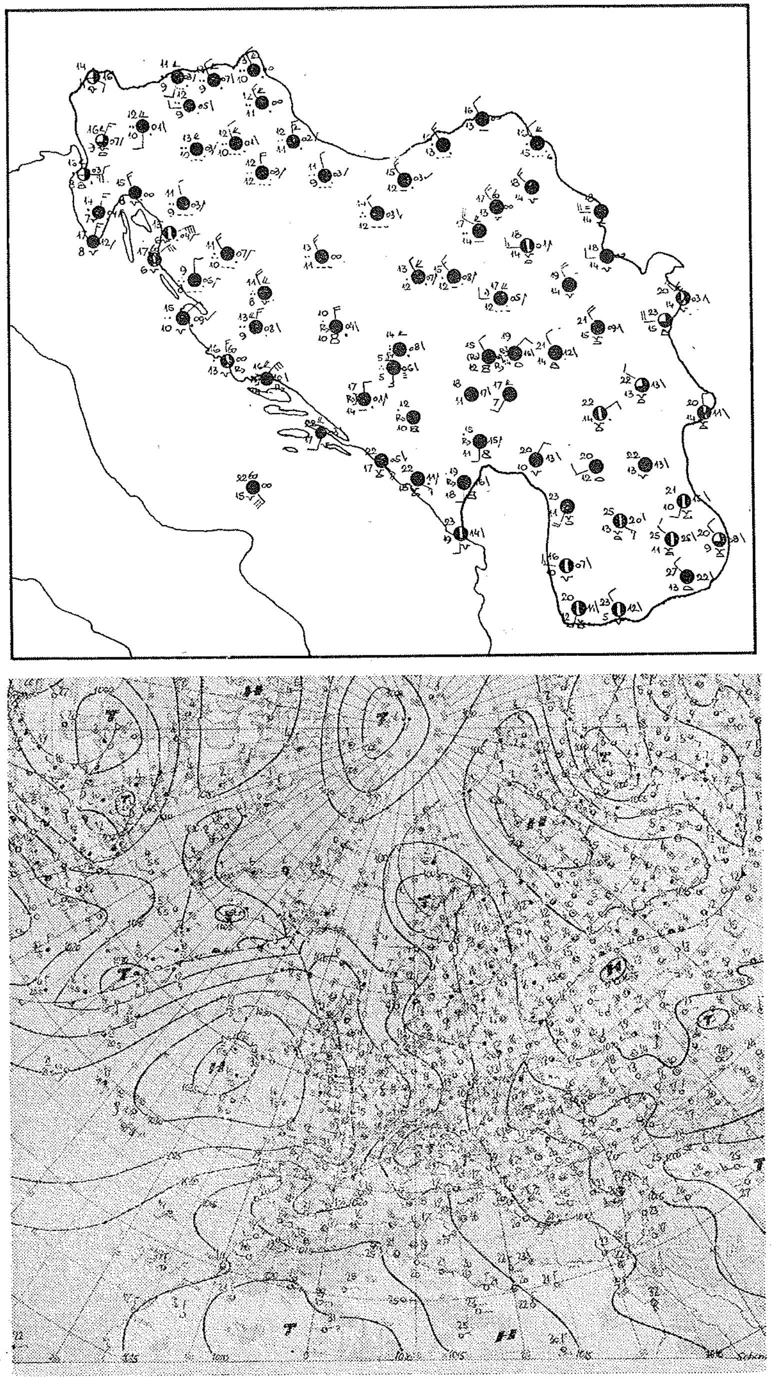
U toploj polovini godine topla nestabilna vazdušna masa može se javiti samo nad kopnom. Uslovi koji potpomažu nestabilnost unutar tople vazdušne mase na kontinentu u toplom delu godine su sledeći:

1) Usled veoma jakog zagrevanja Zemljine površine prizemni sloj čak i relativno tople vazdušne mase može se toliko zagrejati da se u njoj razvije konvekcija. S obzirom da je ovakva vazdušna masa siromašna vlažnošću, to konvekcija obično ne dovodi do razvoja oblaka vertikalnog razvitka. Međutim, postojanje konvekcije se može ispoljiti u snažnom bacanju aviona u atmosferi;

2) Drugi činilac koji može da utiče na povećanje nestabilnosti tople vazdušne mase je neravnomerna advekcija temperature na raznim visinama. Tako, npr. ako je na visini iznad određenih oblasti advekcija toplote manja nego u nižim slojevima, doći će do povećanja vertikalnog gradijenta temperature i nestabilnosti unutar vazdušne mase;

3) Treći činilac, koji se takođe često javlja, su uređena vertikalna kretanja većih razmera. Naime, ako se u nekoj oblasti zbog određene sinoptičke situacije jave

pozitivna vertikalna kretanja pri stabilnoj stratifikaciji atmosfere, doći će posle izvesnog vremena do sniženja temperature na visini i pojačanja nestabilnosti vazdušne mase.



Sl. 10.2.2. Vreme u toploj nestabilnoj vazdušnoj masi na dan 21.6. 1956.

Ako se u toku vremena znatno poveća specifična vlažnost tople vazdušne mase, onda i radijacija kao činilac koji može da podstiče nestabilnost dolazi do izražaja. Pri velikoj specifičnoj vlažnosti efektivno izračivanje u višim slojevima je znatno jače nego u prizemnim. Zbog toga se u toplim nestabilnim vazdušnim masama u toku leta često javljaju noćne nepogode. Visoka temperatura i velika vlažnost pred nepogodu u ovim vazdušnim masama izazivaju osećanje omorine ili zapare. Na slici 10.2.2. prikazano je vreme u nestabilnoj toploj vazdušnoj masi, koje se javlja u letnjim mesecima.

Dnevni hod meteoroloških elemenata u toploj nestabilnoj vazdušnoj masi je znatno manji nego u hladnoj masi, pošto je manje zagrevanje prizemnog sloja od podloge u toku dana i manje hlađenje u toku noći.

Na promenu stabilnosti vazdušnih masa, pored navedenih osnovnih činilaca u razna doba godine i u raznim oblastima, utiče još niz drugih manje značajnih faktora. Zbog toga je i osnovni tip često znatno komplikovaniji nego što je ovde prikazan. Uticaj glavnih činilaca na stabilnost vazdušnih masa i, u vezi sa tim, na promenu vremena može se sagledati pri detaljnoj analizi vremenskih karata i drugih raspoloživih podataka.

10.3. **Vreme u arktičkoj vazdušnoj masi.** Izvorna oblast arktičkog vazduha u toku zime je celokupna površina severnije od polarnog kruga izuzev Norveškog mora i nezamrznutog dela Barencovog mora. U toku leta izvornu oblast predstavlja oblast Arktika pokrivena ledom. S obzirom na uslove koji vladaju u oblasti formiranja, AV je veoma hladan, sa stabilnom stratifikacijom, siromašan sadržajem vlažnosti i veoma prozračan.

Prilikom premeštanja na jug, AV može da dospe u Evropu direktno sa severa i severoistoka, pri čemu u hladnoj polovini godine prelazi direktno sa zaleđene vodene površine na rashlađeno kopno. Drugi čest pravac je spuštanje preko Grenlanda u Atlantski okean i onda na Evropski kontinent. U zavisnosti od ova dva osnovna pravca, AV menja i svoje osobine, pa ga, da bi smo pravili tu razliku, u prvom slučaju nazivamo kontinentalni a u drugom morski AV, (kAV u mAV).

Debljina arktičke vazdušne mase u izvornoj oblasti obično se kreće od 4—6 km i retko dostiže visinu tropopauze. Međutim, premeštanjem na jug vazdušna masa se razvlači po horizontali i postaje sve tanja. Tako se smanji na 1—3 km, naročito kAV. Zbog toga AV nije u stanju da se prebacuje preko većih orografskih prepreka na koje nailazi.

Specifična vlažnost u kAV u Evropi u toku zime kreće se od 1—3 gr/kg a u toku leta od 6—9 gr/kg. U mAV za ista doba godine vrednosti iznose 3—4 odnosno 10—12 gr/kg. Vidljivost u kAV kreće se od 25—50, a u mAV obično je preko 50 km.

U toploj polovini godine mAV je veoma nestabilan, pa se po dolasku na kontinent razvija snažna konvekcija sa Cu i Cb oblacima i mnogim pljuskovima i lokalnim olujama. S druge strane, kAV je manje nestabilan, pa se u njemu od oblaka javljaju uglavnom Cu, a pljuskovi padavina su srazmerno retki.

U hladnoj polovini godine pri prodoru mAV na kontinent nestabilnost vazduha se zbog hlađenja iznad snežnog pokrivača brzo smanjuje. Unutar mAV padavine se javljaju uglavnom duž morskih obala. Pri prodoru kAV u toku zime njegova stabilna stratifikacija koju je imao u izvornoj oblasti uglavnom se održava, i unutar takve vazdušne mase pretežno je vedro i veoma hladno vreme.

10.4. **Vreme u vazdušnoj masi umerenih širina.** Oblast formiranja vazdušne mase umerenih širina (UV) obuhvata ceo pojas oko Zemlje između 50 i 70 °N geografske širine leti i 40—65 °N geografske širine zimi. U zavisnosti od prirode podloge (voda ili kopno) iznad koje se formirala i od dužine zadržavanja, UV se deli na

mUV i kUV. Tako, u zavisnosti da li pri svom premeštanju ima južnu ili severnu komponentu, vazdušna masa se ponaša kao topla odnosno hladna vazdušna masa.

Svojstva vazdušnih masa umerenih širina su sledeća. Vertikalna razvijenost najčešće dopire do gornje granice troposfere. Temperatura u toku zime u mUV je srazmerno visoka, a u kUV veoma niska, ponekad niža od temperature u AV. Međutim, zbog malih vrednosti vertikalnog gradijenta temperature, u kUV temperatura na visini je viša od temperature u AV i u mUV. U toku leta je obrnut slučaj: temperatura u prizemnom sloju mUV je relativno niska, a u kUV često veoma visoka, sa vrlo izrazitim dnevnim hodom.

UV je manje prozračan od AV. Obično se vidljivost u mUV na mestima gde nema padavina i magle kreće od 10—20 km a u kUV od 4—10 km.

Morski UV je u toku zime obično nestabilan iznad morske površine i u priobalskim oblastima. Međutim, prodiranjem u dubinu rashlađenog kontinenta on se brzo stabilizuje. U vezi sa tim i tip vremena se menja, od oblaka vertikalnog razvitka i pljuskovitih padavina u priobalskim krajevima do slojastih oblaka i izmaglice unutar kontinenta.

Kontinentalni vazduh u umerenim širinama u toku zime je veoma stabilan i sadrži karakteristike vremena tipične za hladnu stabilnu vazdušnu masu iznad kontinenta u hladnoj polovini godine.

U toku leta mUV je relativno stabilan dok se zadržava iznad morske površine. Međutim, njegovim dolaskom na pregrejan kontinent dolazi do jakog zagrevanja od podloge i do promene stratifikacije u nestabilnu vazdušnu masu. Vremenski uslovi koji su karakteristični u ovom slučaju odgovaraju tipu vremena u hladnoj nestabilnoj vazdušnoj masi. Vreme u kUV u toku leta, s obzirom na malu relativnu vlažnost, je uglavnom vedro i suvo.

Velika raznovrsnost regionalnih i lokalnih faktora koji utiču na vreme u umerenim geografskim širinama čine da ovi osnovni tipovi koji odgovaraju mUV i kUV u većini slučajeva bivaju modificirani, te dobijaju znatno komplikovaniju formu.

10.5. **Vreme u tropskoj vazdušnoj masi.** Oblasti formiranja morskog tropskog vazduha (mTV) na severnoj hemisferi su unutar suptropskog pojasa visokog pritiska na Atlantskom i Tihom okeanu. S obzirom da u tim geografskim širinama preovlađuje zapadno strujanje, to u Evropu mTV dospeva iz oblasti Azorskih ostrva sa područja azorskog anticiklona. Ponekad se mTV koji dospeva na Evropski kontinent formira i u Sredozemnom moru.

Opšte karakteristike mTV su relativno visoka temperatura i veoma velika vlažnost. Dolaskom u Evropu ova vazdušna masa se ponaša kao topla stabilna masa. U njoj se obično javlja slojasta oblačnost, izmaglica i magla. Ove karakteristike vremena naročito su izrazite u hladnoj polovini godine. Usled velike vlažnosti i čestih magli, vidljivost u mTV je često vrlo mala.

Kontinentalni tropski vazduh formira se iznad kontinentalnih delova suptropskog pojasa. Formiranje se vrši kako u slabo pokretnim anticiklonima tako i u oblastima sniženog pritiska. To je najtoplija vazdušna masa koja dospeva na Evropski kontinent. U toku leta kTV se jako zagreva i u nižim slojevima, tako da u većini slučajeva postaje nestabilno stratificirana. Specifična vlažnost u ovoj vazdušnoj masi iznosi 9—12 gr/kg. Relativna vlažnost je zbog visoke temperature mala. Međutim, premeštanjem ove vazdušne mase na sever (a ona često dospeva do najsevernijih delova Evrope) relativna vlažnost se povećava a time i njena nestabilnost. Zbog toga se kTV u toku leta odlikuje konvektivnom oblačnošću a ponekad i pljuskovitim padavinama i olujama.

U prelaznim sezonama kTV pri dolasku u severnije predele ponaša se kao tipična stabilna vazdušna masa sa slojastom oblačnošću, izmaglicom i maglama.

Vidljivost u kTV je zbog velike zamućenosti znatno smanjena, što je u velikoj meri posledica dugog zadržavanja iznad peščanih pustinja.

10.6. **Vreme u ekvatorijalnoj vazdušnoj masi.** Ekvatorijalne vazdušne mase, kao što je rečeno u poglavlju 9.4, formiraju se u oblasti susticanja pasata severne i južne hemisfere. U tom pojasu osnovnu dinamiku predstavlja jako zagrevanje i neprekidno dizanje vazduha u veće visine. S obzirom na visoku temperaturu i bogat sadržaj vodenom parom, intenzivno dizanje vazduha uslovljava buran razvoj oblačnosti vertikalnog razvitka i česte snažne nepogode sa jakim pljuskovima. Dnevni hod oblačnosti i drugih meteoroloških elemenata je izrazit i veoma pravilan. U toku cele godine vreme se malo menja.

Ekvatorijalne vazdušne mase dopiru u umerene širine samo na većim visinama. Zbog toga nemaju većeg uticaja na vreme u tom pojasu pa ih nećemo detaljnije izučavati.

LITERATURA

Godske, C. L., Bergeron, T., Bjerknes, J., Bundgaard, R. C. 1957: *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*, American Meteorological Society—Boston, Massachusetts and Carnegie Institution of Washington, 800;

Kričak, O. G., 1956: *Sinoptičeskaja meteorologija*, Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 531;

Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. Second edition, Vol. II. New York — Toronto — London, (McGraw.Hill), 266;

Zverov, A. S., 1957: *Sinoptičeskaja meteorologija*. Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 559;

GLAVA XI

KARAKTERISTIKE VREMENA U OBLASTI GRANIČNIH POVRŠINA

11.1. **Vreme pri inverziji.** Jedna od najvažnijih karakteristika inverzije koja utiče na tip vremena je izrazito stabilna stratifikacija vazduha u sloju ispod inverzije. Kao posledica jake stabilnosti, turbulentna kretanja i procesi razmene vazduha, kako unutar podinverzionog sloja tako i između tog sloja i slojeva iznad inverzije, veoma su slabi. Takođe je tipična za sve tipove inverzije visoka relativna vlažnost na nivou inverzije i u sloju ispod nje.

Kod inverzija prouzrokovanih intenzivnim hlađenjem prizemnog sloja od Zemljine površine razlika između temperature i tačke rose u rashlađenom vazduhu će se smanjiti, ali specifična vlažnost se neće menjati, sem ako ne nastupi kondenzacija kao posledica hlađenja. Ako je u tom sloju duvao pojačan vetar, u prizemnom sloju dolazi do mešanja, i u takvom slučaju inverzija se obično nalazi na nešto većoj visini iznad Zemljine površine. Tada je vertikalni gradijent temperature u sloju ispod inverzije skoro normalan a odnos smese manje ili više ujednačen. Kod ovih inverzija vlažnost na visini obično je visoka i stratusni oblaci najčešće se obrazuju ispod inverzije.

U toploj polovini godine ove inverzije se obrazuju tokom noći. Međutim, odmah posle izlaska Sunca, po prolasku noćnog minimuma temperature i na početku dnevnog zagrevanja, one iščezavaju. Njihova visina je najčešće 300—700 m, a ponekad i veća. Pošto se već u prepodnevnim časovima inverzija naruši, u toku dana se, u skladu sa opštom stratifikacijom atmosfere, mogu normalno razvijati konvekcija i oblačnost vertikalnog razvitka.

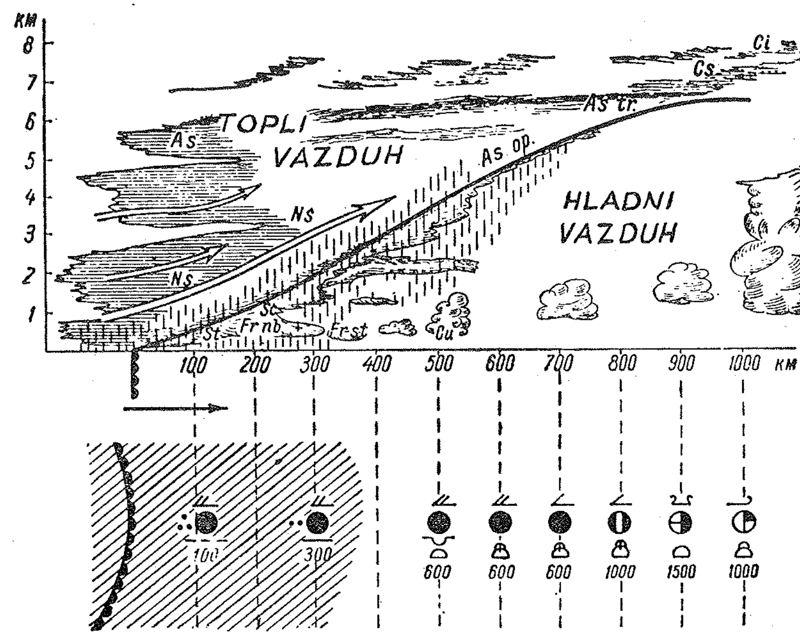
U toku zimskog perioda, kada je dnevno zagrevanje slabo i obično ne može da kompenzira noćno hlađenje, prizemne inverzije, koje se noću obrazuju, često se održavaju celog dana. Ponovno hlađenje sledeće noći pojačava inverziju, pri čemu se visina njene gornje granice takođe povećava. Takve veoma dugotrajne inverzije javljaju se u postojanim zimskim anticiklonima iznad kontinenata. One su naročito izrazite u sibirskom anticiklonu, gde često dostižu debljinu od 2 km. Pri ovim dugotrajnim inverzijama skoro su uvek temperature u prizemlju veoma niske i često se pojavljuju radijacione magle.

U slučajevima kada se inverzija obrazuje kao posledica procesa subsidencije, vazduh je iznad inverzije, zbog spuštanja, izrazito suv. Ovaj tip inverzije je tako izrazit da porast temperature sa visinom u oblasti inverzije znatno premaša sličan porast na vertikalnoj krivoj temperature proizvedene svim drugim uticajima. Inverzija stvorena procesom subsidencije obično se obrazuje u vazdušnim masama koje se zagrevaju od podloge i takve inverzije mogu da se održe čak i pri umereno jakim vetrovima. Ovaj tip inverzija je stalna pojava u anticiklonima, naročito u suptropskim

geografskim širinama. Zbog relativno suvog vazduha slojasta oblačnost i magle, koje se često javljaju kod radijacionih inverzija, ovde izostaju.

Kada je inverzija nisko iznad Zemljine površine, dnevna amplituda temperature je velika, a kada je visoko dnevna amplituda je mala. U vezi sa tim, oblačni sloj stratusa će težiti da se razbije i iščezne pre u dane kada je inverzija nisko nego u dane kada je visoko iznad Zemlje. Isto tako u dane kad je inverzija dovoljno nisko a relativna vlažnost u sloju ispod nje dovoljno visoka, dopunsko noćno hlađenje će biti dovoljno da prouzrokuje stvaranje oblačnog sloja, tzv. inverzione magle. Ovakve magle se najčešće javljaju u priobalskim područjima.

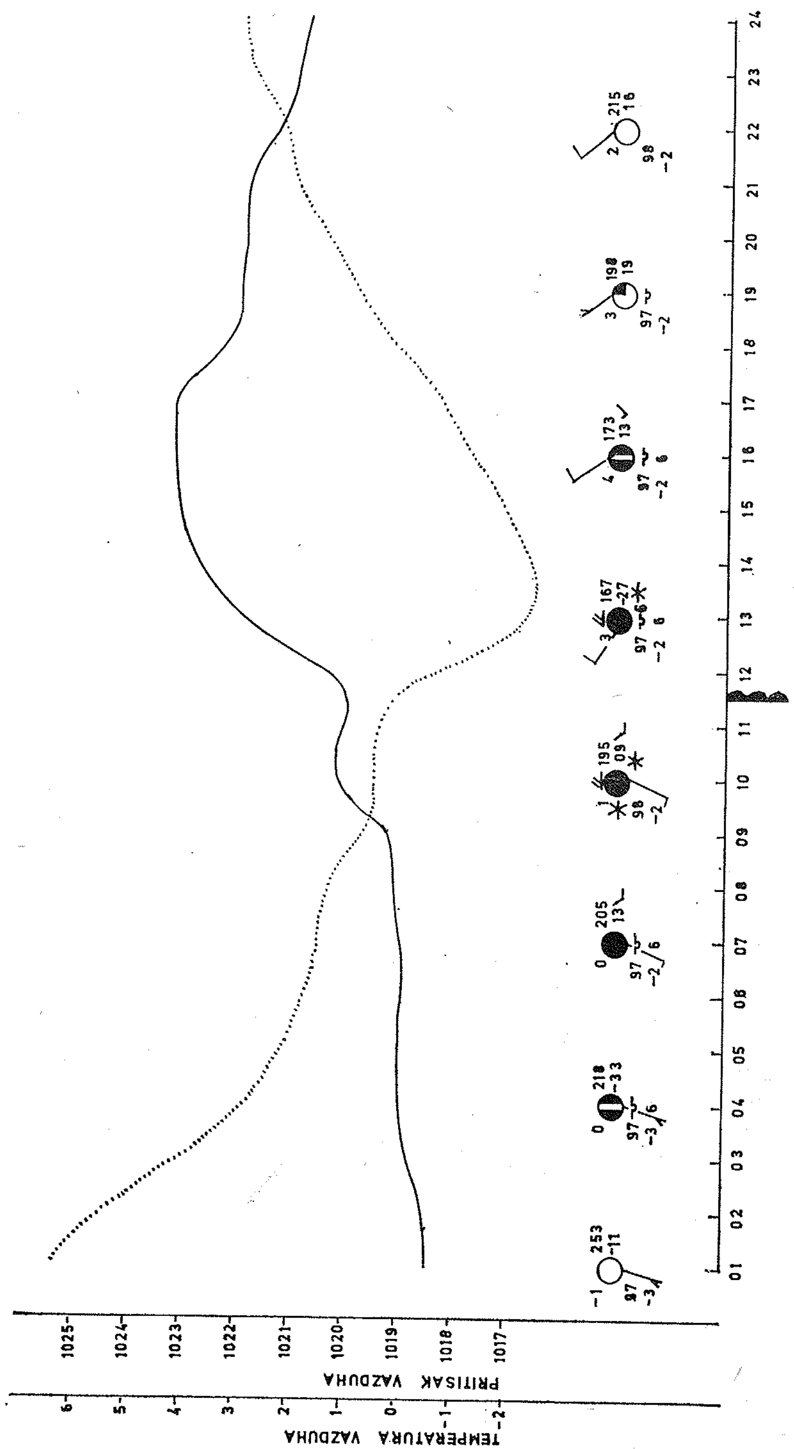
11.2. **Vreme u oblasti toplog fronta.** Topli front je najizrazitiji u oblasti ciklona, i to u periodu razvoja ciklona. Vreme u oblasti toplog fronta uslovljeno je opštim dizanjem vazduha uz graničnu površinu toplog fronta. Kao posledica takve dinamike na toplom frontu se obrazuje poseban oblačni sistem, kao što je prikazano na sl. 11.2.1.



Sl. 11.2.1. Vreme u oblasti toplog fronta (Kričak, 1956)

Karakter i intenzitet oblačnog sistema uglavnom je određen vlažnošću i brzinom kojom se sistem penje uz površinu toplog fronta. Lako se može zaključiti da će količina toplog vazduha koji se diže na toplom frontu zavisiti u najvećoj meri od razlike normalnih komponenata horizontalne brzine vetra na liniju fronta sa jedne i druge strane granične površine. Drugim rečima, što je horizontalna komponenta vetra normalna na liniju fronta u toplom vazduhu veća od iste u hladnom, topal vazduh će brže da nadire nego što se hladan povlači, pa će i prinudno dizanje biti veće. Ovo je skoro uvek slučaj, pa je sa toplim frontovima vezan karakterističan predfrontalni oblačni sistem koji se sastoji iz više slojeva.

Kao što se na sl. 11.2.1 vidi, kad se približava topli front, već na rastojanju od oko 1000 km može se osmotriti oblačni sloj Ci na visini od 7—9 km. Približavanjem fronta nailazi nešto gušći sloj Cs, a zatim se pojavljuje srednja slojasta oblačnost



Sl. 11.2.2. Promena meteoroloških elemenata u Beogradu pri prolasku toplog fronta na dan 14. januara 1967.

(uglavnom As translucidus i As opacus), iz koje ponekad pada kiša. Najzad se pojavljuju niski kišni oblaci Ns i Frnb. Kišna zona počinje obično 200—400 km ispred linije fronta i po pravilu leti je uža a zimi šira. Intenzitet padavina se povećava približavanjem linije fronta, a najjače padavine se obično mogu osmotriti u oblasti najvećeg pada pritiska ispred toplog fronta. Kišni oblaci Frnb, koji se često mogu osmotriti u kišnoj zoni, nastaju kao posledica velike vlažnosti u donjem sloju vazduha, do koje dolazi zbog padavina i razvoja turbulentnih kretanja u njima.

Karakter vremena u oblasti toplog fronta nije određen samo strujanjem toplog vazduha iznad klina hladnog vazduha ispred fronta, već su od velikog značaja i osobine vazdušnih masa u oblasti toplog fronta. Isto tako važno je koje je godišnje doba, jer termičko stanje podloge utiče osetno na dinamiku procesa u oblasti fronta.

Kao primer navešćemo da u toku zime pri jako rashlađenom prizemnom sloju sa uspostavljenom inverzijom i stratusnom oblačnošću može topli front da prođe, a da njegov oblačni sistem i ne bude osmotren sa Zemlje. Ili, recimo, u toku leta, zbog jakog zagrevanja, često su razlike u temperaturi ispred i iza fronta minimalne. U nekim slučajevima u toku dana u prefrontalnom kontinentalnom suvom vazduhu i pri slabom razvoju prefrontalne oblačnosti u prizemnom sloju temperatura može biti čak i viša nego u toploj i vlažnoj masi iza fronta. Takva pojava se zove maskirani topli front.

U slučaju izrazite nestabilnosti u toploj vazdušnoj masi u blizini linije fronta može doći do razvoja Cb i nepogoda. Za tople frontove je karakteristično da se pri jačoj nestabilnosti u toplom vazduhu nepogode javljaju najčešće noću. Tome je uzrok povećanje nestabilnosti jakim radijacionim hlađenjem gornjeg sloja frontalnog oblačnog sistema i pojačan razvitak vertikalnih kretanja u tom sloju.

Na sl. 11.2.2 prikazana je promena meteoroloških elemenata pri prolasku toplog fronta preko Meteorološke opservatorije u Beogradu.

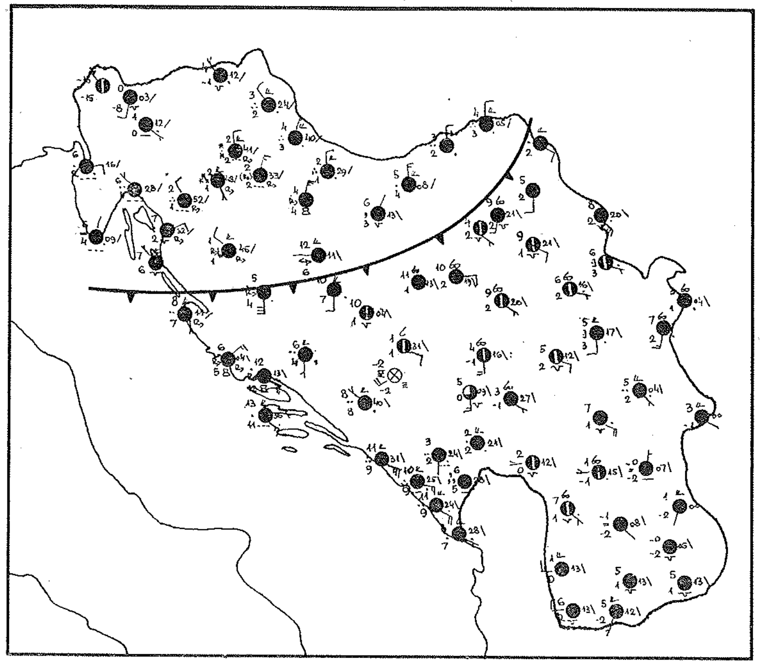
11.3. **Vreme u oblasti hladnog fronta.** Karakter vremena u oblasti hladnog fronta u najvećoj meri zavisi od brzine njegovog premeštanja u prizemlju. Razlike u brzini premeštanja hladnog fronta uslovljavaju dva veoma različita tipa vremena, pa se po brzini premeštanja dele na hladne frontove prvog i drugog roda.

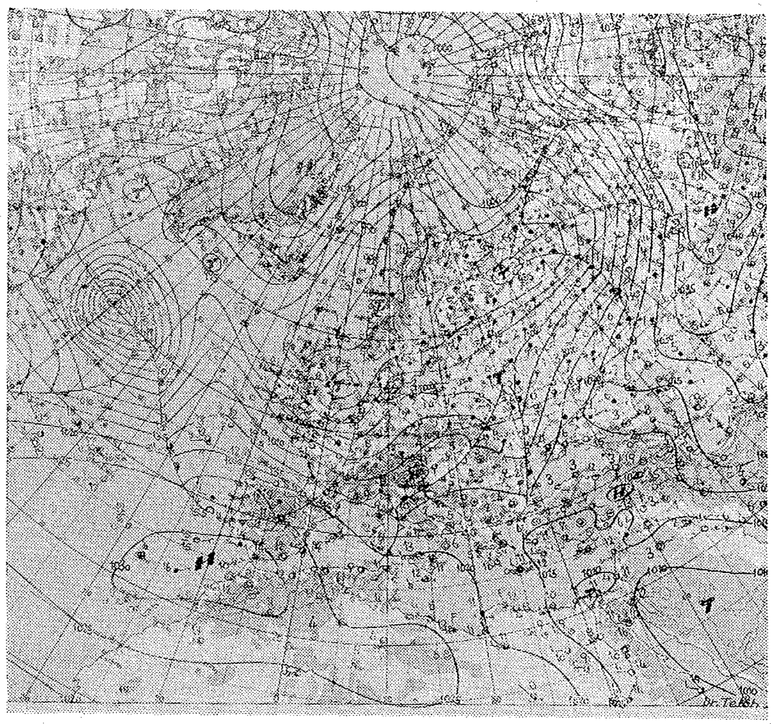
Hladni frontovi prvog roda su oni koji se kreću sporije. To su obično delovi hladnog fronta koji se mogu osmotriti u blizini centra mladog ciklona i u polju pritiska gde su izobare skoro paralelne liniji fronta. Hladni front drugog reda se najčešće javlja na periferiji ciklona i na južnoj periferiji anticiklona.

Oblačni sistem kod hladnih frontova prvog roda ima slojast karakter i sastoji se od oblaka As—Ns. On leži na graničnoj površini iza linije fronta. Razvoj oblačnog sistema je uslovljen delimično prinudnim uzdizanjem toglog vazduha, uz klin hladnog vazduha ispod frontalne površine, koje se javlja usled pomeranja klina hladnog vazduha u smeru tople vazdušne mase.

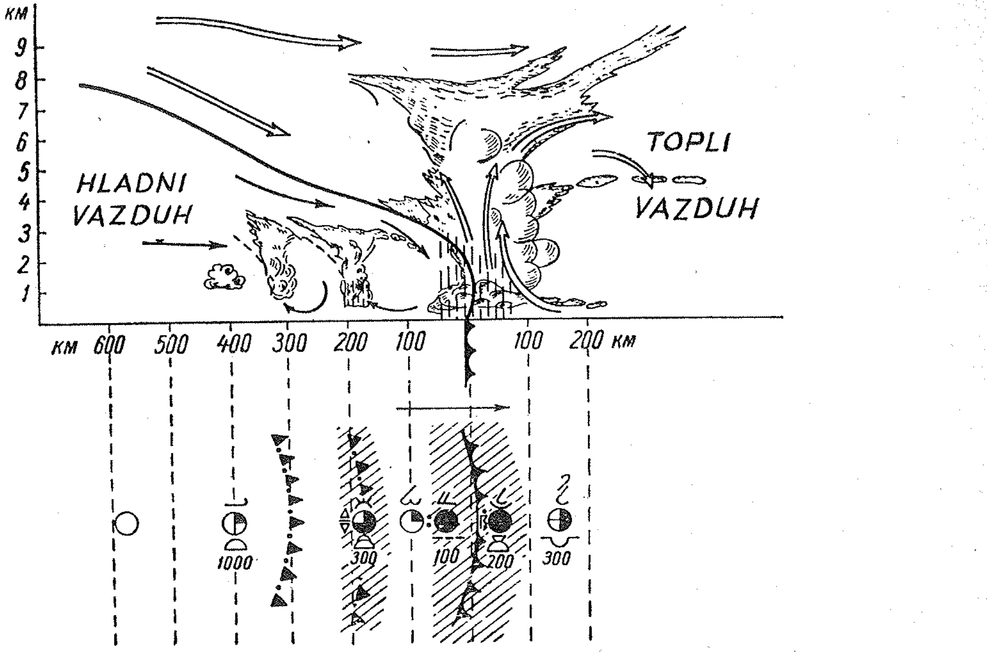
Kod formiranja oblačnog sistema veliku ulogu igraju polje strujanja u prizemlju, vlažnost i stabilnost u toplom vazduhu. Konvergencija vetra na liniji fronta kao i vlažno nestabilan karakter tople vazdušne mase predstavljaju dopunski impuls za razvoj vertikalnih kretanja u oblasti linije fronta. Ovaj efekt može biti toliko jak da se slojasti oblaci preobrate u oblake vertikalnog razvitka Cb. Karakter vremena u oblasti hladnog fronta prvog roda prikazan je na sl. 11.3.1.

Hladan front drugog roda javlja se u oblasti ciklona gde vladaju jaki horizontalni gradijenti pritiska i gde je normalna komponenta vetra na liniju fronta u hladnoj vazdušnoj masi velika. Oblačni sistem kod ovog roda hladnih frontova se razvija ispred linije fronta. Glavni deo prefrontalnog oblačnog sistema predstavljaju oblaci Cb koji se nalaze u neposrednoj blizini linije fronta. Uska zona pljuskovitih padavina, a često i nepogoda, nalazi se takođe ispred linije fronta. Na sl. 11.3.2 prikazan je oblačni sistem i zona padavina u oblasti hladnog fronta drugog roda. Oblačni





Sl. 11.3.1. Hladan front prvog roda na dan 1. 2. 1961.



Sl. 11.3.2. Vreme u oblasti hladnog fronta drugog roda (Kričak, 1956)

sistem i zona padavina kod hladnog fronta drugog roda po pravilu iznosi svega nekoliko desetina kilometara. S obzirom na tako malu širinu i retku mrežu sinoptičkih stanica, često zona padavina kod ovog tipa fronta izgleda razbijena. Na sl. 11.3.3 prikazano je vreme u oblasti hladnog fronta drugog roda.

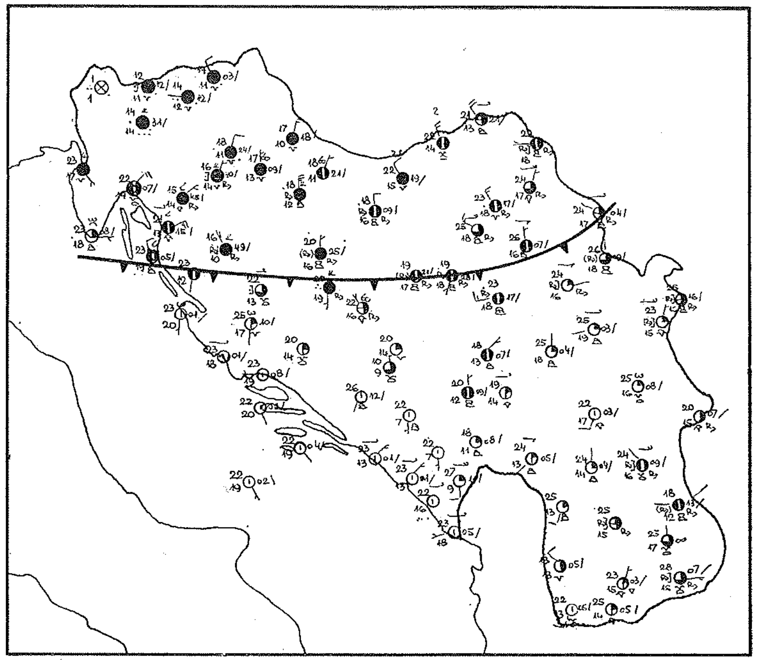
Vreme u oblasti hladnog fronta može da se znatno razlikuje ne samo zbog brzine premeštanja, već i zbog razlike u fizičkim osobinama vazdušnih masa koje frontalna granična površina razdvaja. Drugi značajan faktor je oblik barskog polja u kojem se nalazi hladan front. Tako, npr. u slučajevima kada su vazdušne mase sa obe strane fronta vlažne i nestabilne i kada je dolina pritiska u kojoj leži front dosta duboka i simetrična u odnosu na svoju osu, zona padavina ima širinu 200—300 kilometara i podjednako je raspoređena sa obe strane fronta.

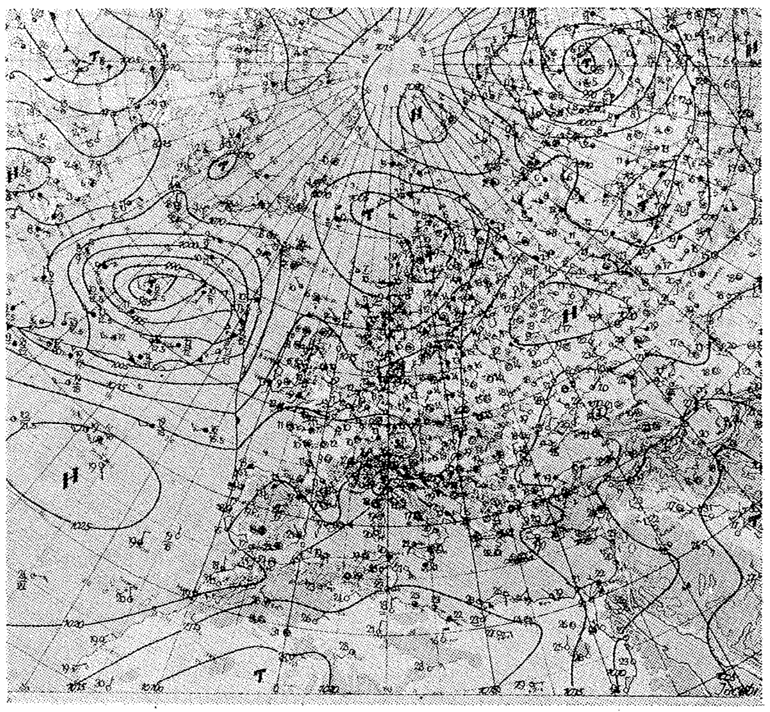
U drugom slučaju kada su vazdušne mase sa jedne i druge strane fronta siromašne sa vlažnošću i relativno stabilne i ako je, uz to, dolina u kojoj se front nalazi neizrazita, oblačni sistem u oblasti linije fronta se sastoji od nekoliko razbijenih oblaka, a zona padavina ne postoji.

Dnevni i sezonski uticaji na vreme u oblasti hladnih frontova su vrlo izraziti. Ako se o tim uticajima ne vodi računa, onda se mnoge karakteristike vremena vezane za hladne frontove ne mogu objasniti.

U hladnoj polovini godine konvektivna oblačnost na hladnom frontu je slabo razvijena i najčešće ne premaša visinu od 3—4 km. Uz to, vrlo često je karakterističan oblačni sistem hladnog fronta maskiran niskim oblacima tipa St i Sc, kao i oblacima Frnb, koji se mogu osmotriti u zoni padavina. To je naročito slučaj kod hladnih frontova prvog roda. Kod hladnih frontova drugog roda u hladnoj polovini godine najčešće je oblačni sistem As—Ns znatno rastegnut ispred fronta, a Cb slabije izražen i vezan za sasvim usku zonu duž linije frona.

Druga značajna karakteristika kod hladnih frontova u hladnoj polovini godine je promena temperature u prizemlju. Zbog jakog hlađenja od podloge, temperature





Sl. 11.3.3. Hladan front drugog roda na dan 15. 6. 1960.

prizemnog sloja vazduha iznad nekih oblasti na kontinentu mogu da budu niže nego što je temperatura u prizemlju u hladnoj vazdušnoj masi iza hladnog fronta. Zbog toga se često dešava da prolazak hladnog fronta preko takvih oblasti ne donosi zahlađenje, a ponekad dođe i do porasta temperature. U takvim slučajevima hladan front je maskiran i teško ga je analizirati na sinoptičkoj karti. Tada se koriste druga sredstva (karte AT i RT, vertikalni preseci, emagrami i dr.) da se izvrši analiza hladnog fronta i utvrdi njegov položaj.

U toploj polovini godine hladni frontovi su na kopnu obično dobro izraženi. U tom periodu najčešće se hladni frontovi premeštaju sa severozapada na jugoistok. Iza ovih frontova kreće se znatno hladnija i vlažnija vazdušna masa od vazdušne mase koja se nalazi na kopnu. Nailazak hladnog i vlažnog atlantskog vazduha na pregrejan kontinent izaziva izrazitu nestabilnost i jak razvoj vertikalne oblačnosti. Tada se oblaci Cb često razviju u visinu do tropopauze, naročito u toku dana. Prolazak hladnih frontova u to doba godine često je praćen snažnim olujama, grmljavinom i gradom.

Na sl. 11.3.4 prikazan je hod meteoroloških elemenata pri prolasku hladnog fronta preko Meteorološke opservatorije u Beogradu.

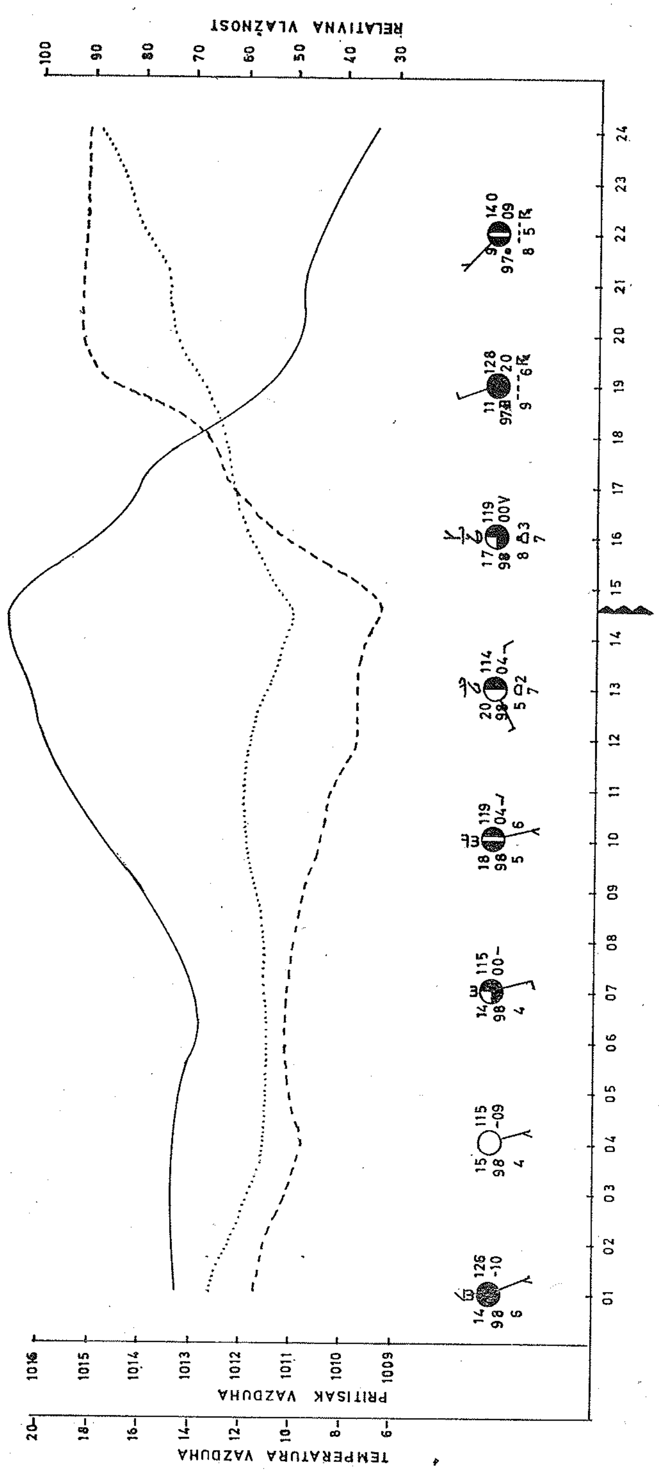
Pri analizi vremena često se zapaža da iza hladnog fronta vazdušna masa nije sasvim homogena. Ovo je naročito slučaj kada je hladna vazdušna masa nestabilna. Tako se na izvesnom rastojanju od hladnog fronta unutar hladne vazdušne mase pojavi zona sa konvektivnom oblačnošću i padavinama, naročito u toku dana, što zadaje teškoće pri analizi.

U stvari, usled nehomogenosti u horizontalnom pravcu i nestabilnosti, u toku vremena se zbog frontogenetskog dejstva cirkulacije u zadnjem delu ciklona obrazuje sekundarni hladni front. Ovi frontovi u prizemlju pokazuju sve karakteristike hladnih frontova. Međutim, sekundarni frontovi su kraći po dužini i manje razvijeni po visini. Zbog toga nema ni razvijenog samostalnog sistema oblaka i padavina ili, ako se i razvije, nije postojan u toj meri kao kod osnovnih frontova.

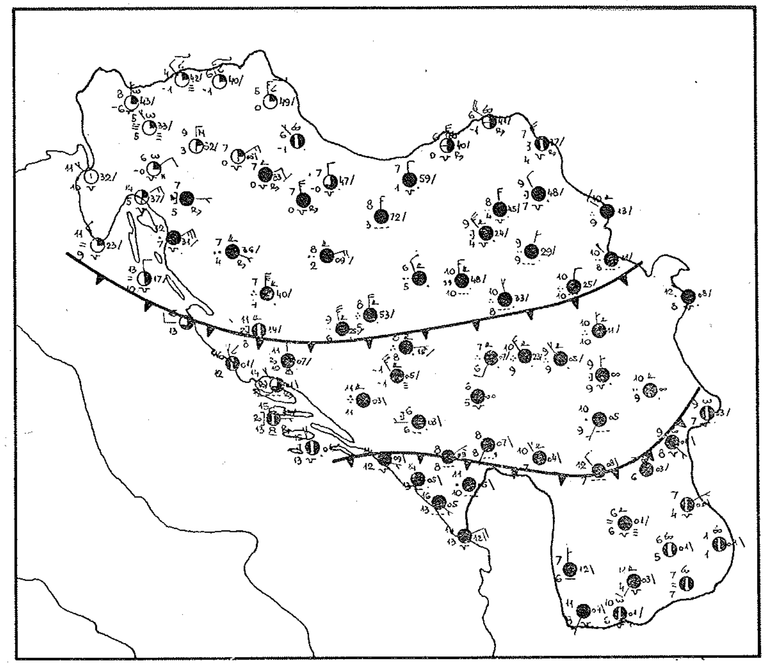
Kad postoji izrazita nestabilnost u hladnom vazduhu u zadnjem delu ciklona za sekundaran front nije neophodno da ima veoma dugu nagnutu frontalnu površinu u horizontalnom pravcu. Dovoljno je obrazovanje sistema frontalne cirkulacije koja obuhvata samo niži sloj troposfere i to će zbog nestabilne stratifikacije dovesti do obrazovanja Cb i drugih pojava karakterističnih za hladne frontove.

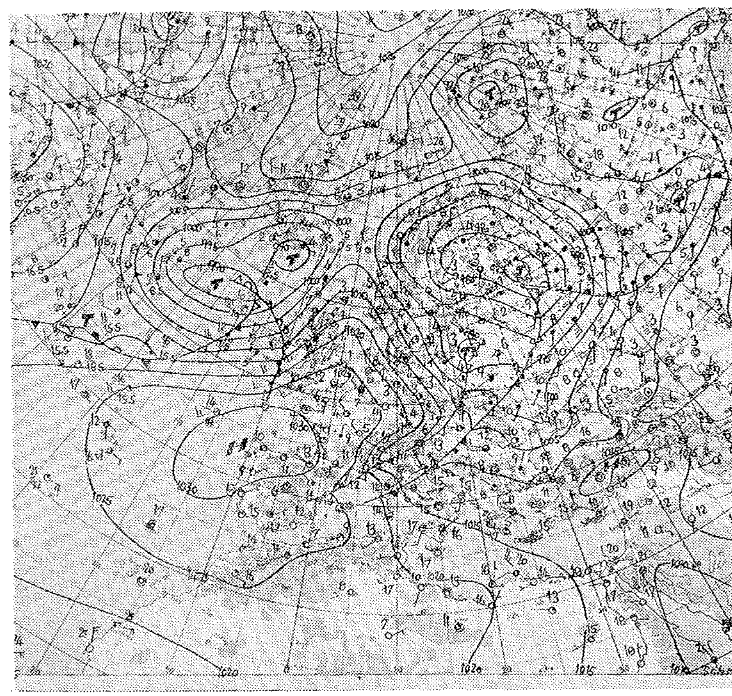
U razvijenijim i starijim ciklonima često se javlja jedan drugi uslov koji je povoljan za obrazovanje sekundarnog hladnog fronta. Kad nastupi proces okludiranja ciklona u njegovom zadnjem delu, obično se obrazuje dolina u polju pritiska. Tako dođe do konvergencije linija strujanja duž ose doline i stvaranja sve većeg kontrasta u fizičkim osobinama unutar vazdušne mase. Posle izvesnog vremena osa doline predstavlja liniju sekundarnog fronta sa karakterističnim oblačnim sistemom i zonom padavina. Pored ovih karakteristika, iza ovog fronta se može osmotriti i porast pritiska kao i izvesna razlika u temperaturi. Na sl. 11.3.5 dat je primer sekundarnog hladnog fronta.

11.4. **Vreme u oblasti fronta okluzije.** Front okluzije predstavlja složenu tvorevinu hladnog i toplog fronta. U saglasnosti sa tim front okluzije pokazuje i karakteristike vremena tipične za hladne i tople frontove. Međutim, ako postoji znatnija razlika u temperaturi hladnog vazduha ispred toplog i iza hladnog fronta, onda će i tip vremena biti diktiran i u skladu sa tom opštom termodinamičkom karakteristikom fronta okluzije. Drugim rečima, to znači da kod toplog fronta okluzije, ili, kako se još kaže, kod okluzije po tipu toplog fronta karakter vremena će biti sličan onom kod običnog toplog fronta, a kod hladnog fronta okluzije karakter vremena će biti sličan onom kod običnog hladnog fronta.

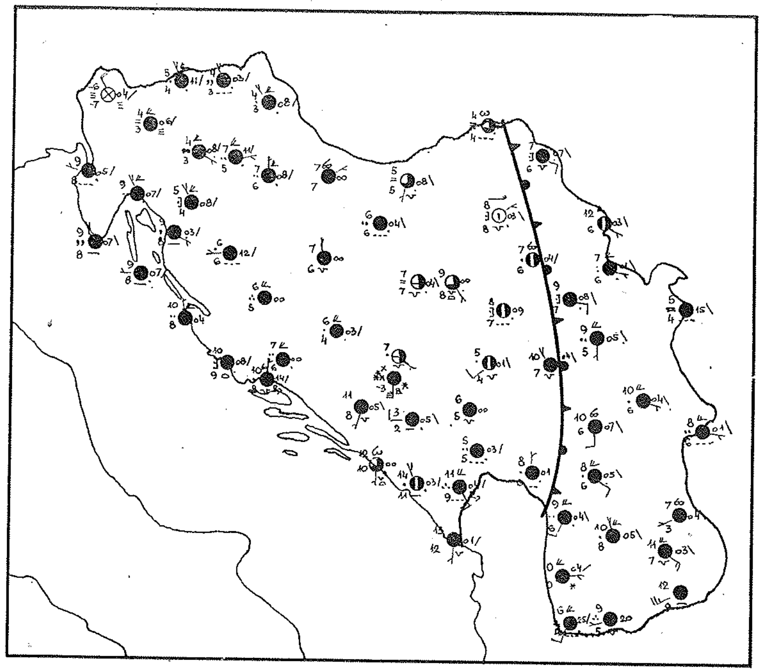


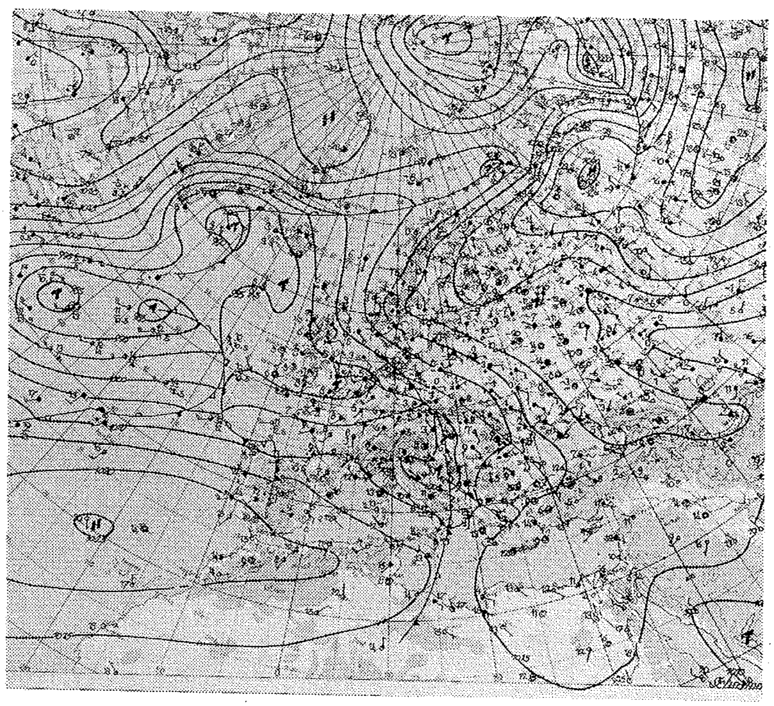
Sl. 11.3.4. Hod meteoroloških elemenata u Beogradu pri prolasku hladnog fronta na dan 25. februara 1968.





Sl. 11.3.5. Primer sekundarnog hladnog fronta na dan 21. 11. 1963.





Sl. 11.4.1. Vreme u oblasti fronta okluzije na dan 22. 3. 1964.

Ovde je od značaja spomenuti da se, zbog velike zavisnosti temperature vazduha od temperature podloge, topli front okluzije iznad kontinenta javlja pretežno u hladnoj, a hladni front okluzije u toploj polovini godine.

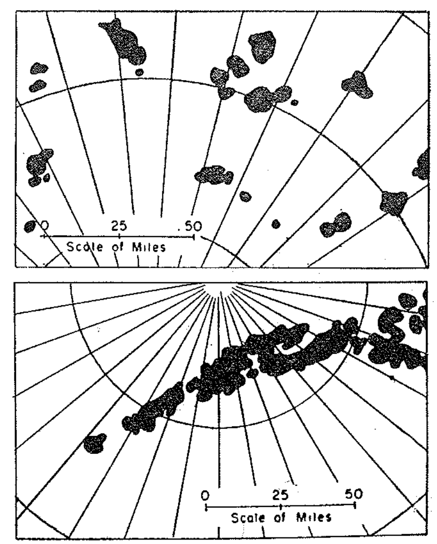
Termodinamičke karakteristike fronta okluzije imaju odraza i na barsko polje u prizemlju. Front okluzije obično leži na osi barske doline. Zbog toga pri prolasku okluzije pritisak iza nje naglo raste. Ovaj porast je veći kod okluzije po tipu toplog fronta nego kod običnih toplih frontova iza kojih sledi topli sektor sa ravnim izobarama. Isto tako pred hladnim frontom okluzije pritisak često dosta intenzivno pada, i to znatnije nego u toplom sektoru ispred hladnog fronta. Ipak, kad se uzme ukupno pad ispred i porast iza fronta okluzije, promena pritiska nije znatna.

Pored velike sličnosti karaktera vremena u oblasti fronta okluzije sa karakterom vremena u oblasti hladnog i toplog fronta, ipak često postoje i neke znatnije razlike. Tako, npr. intenzitet padavina u oblasti toplog fronta okluzije je slabiji nego kod toplog fronta, a ponekad i zona padavina nije kompaktna. Zatim, pri prolasku hladnog fronta koji je potisnut u visinu po toplom frontu padavine prestaju ili naglo slabe i pretvaraju se u rosulju, često praćenu maglom. Pri tome se oblaci znatno spuštaju, skoro do same Zemlje.

Ukoliko frontalni sistem oblaka nije maskiran nižim slojastim oblacima unutar vazdušne mase, moguće je u sistemu oblaka toplog fronta okluzije osmotriti oblake vertikalnog razvitka, i to znatno češće nego kod običnih toplih frontova.

Za razliku od hladnog fronta, oblačnost i padavine su obično podjednako raspoređene sa obe strane linije hladnog fronta okluzije. Slično hladnim frontovima, za razvitak oblačnosti i padavina termički faktor igra veliku ulogu i kod hladnog fronta okluzije. Zbog toga su oblačnost i padavine u toku dana znatno jače izražene nego u toku noći. Otuda se često dešava da front okluzije u toku noći izgleda rasplinut i u raspadanju, da bi u toku dana na njemu mogle da se razviju ponekad i snažne oluje. Zbog toga je u toku leta nad kontinentom neophodno izvršiti analizu frontova okluzije i nastojati da se proceni dnevni hod vremena u zonama tih frontova. Na sl. 11.4.1 prikazano je vreme u oblasti fronta okluzije. U slučaju izrazitije nestabilnosti vazdušnih masa frontalni sistem oblaka se sliva sa oblačnim sistemom (i padavinama) razvijenim usled nestabilnosti unutar vazdušnih masa. Tada je obično vrlo teško ili nemoguće ove sisteme posebno prikazati.

11.5. **Linije nestabilnosti.** Poslednjih godina uveden je u sinoptičku meteorologiju jedan nov pojam — linija nestabilnosti ili olujna linija (na engleskom Squall line). Analizom slika dobijenih sa radarskih ekrana zapaženo je da nepogode koje nisu povezane sa frontovima često pokazuju tendenciju da se poređaju tako da obrazuju liniju ili traku koja se prostire u pravcu vetra na manjim visinama. Ovako formirane linije nestabilnosti karakteristične su po jakim udarima vetra, intenzivnim padavinama, gradu, a ponekad se iz njih razvije i tornado. Jedan ilustrativan primer formiranja linije nestabilnosti prikazan je na sl. 11.5.1.

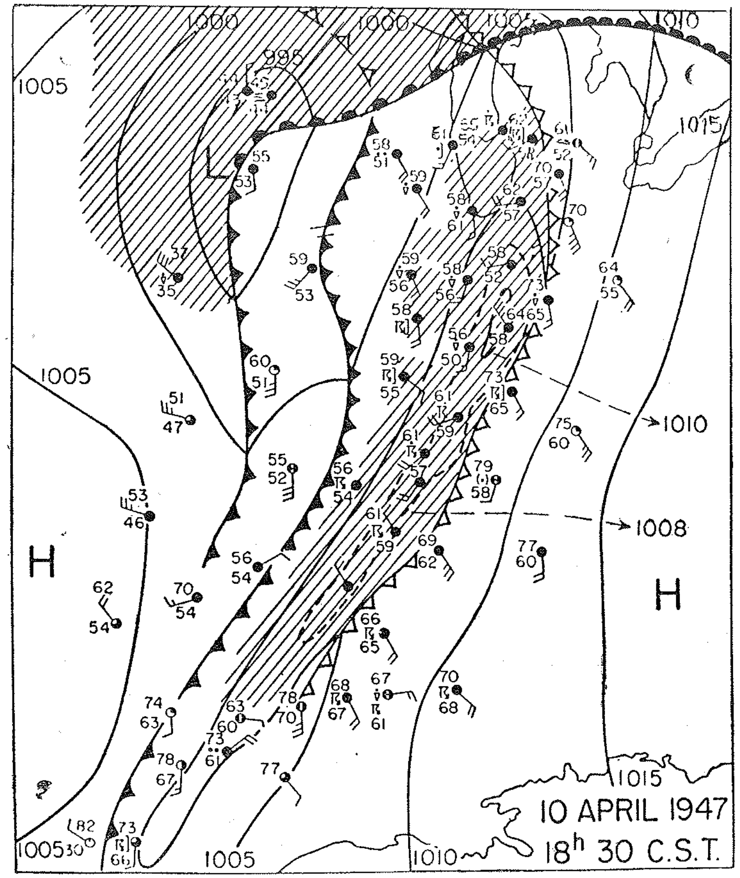


Sl. 11.5.1. Šematski prikaz grupisanja olujnih oblaka u liniju nestabilnosti viđena na radarskom ekranu (Byers i Braham, 1949)

Mezoanaliza meteoroloških elemenata u oblasti linije nestabilnosti pokazuje da se

u prizemlju ispod oblačnog sistema nalaze mali anticikloni, kao neki „»olujni anticikloni«. U tim anticiklonima temperatura je niža nego u njihovoj okolini, a vetrovi su jako divergentni.

Linije nestabilnosti najčešće se javljaju nekoliko desetina ili stotina kilometara ispred hladnih frontova, tj. u toplom sektoru ciklona. Jedan takav primer linije nestabilnosti u toplom sektoru prikazan je na slici 11.5.2. Na toj slici vidimo da je istočna granica između zone padavina sa hladnijim vazduhom i tople vazdušne mase u toplom sektoru, predstavljena linijom duž koje postoji oštra promena vetra sa jakom konvergencijom. Ta linija u stvari predstavlja liniju nestabilnosti. Vreme duž te linije je veoma slično vremenu duž linije hladnog fronta, pa se često ona zove i pseudohladni front, jer se radi o razlikama i promeni meteoroloških elemenata unutar iste vazdušne mase.



Sl. 11.5.2. Linija nestabilnosti u toplom sektoru (Bergeron, 1957)

U ređim slučajevima linije nestabilnosti mogu da se jave ispred toplog ili iza hladnog fronta. Ispred toplog fronta linije nestabilnosti se javljaju obično u toku leta.

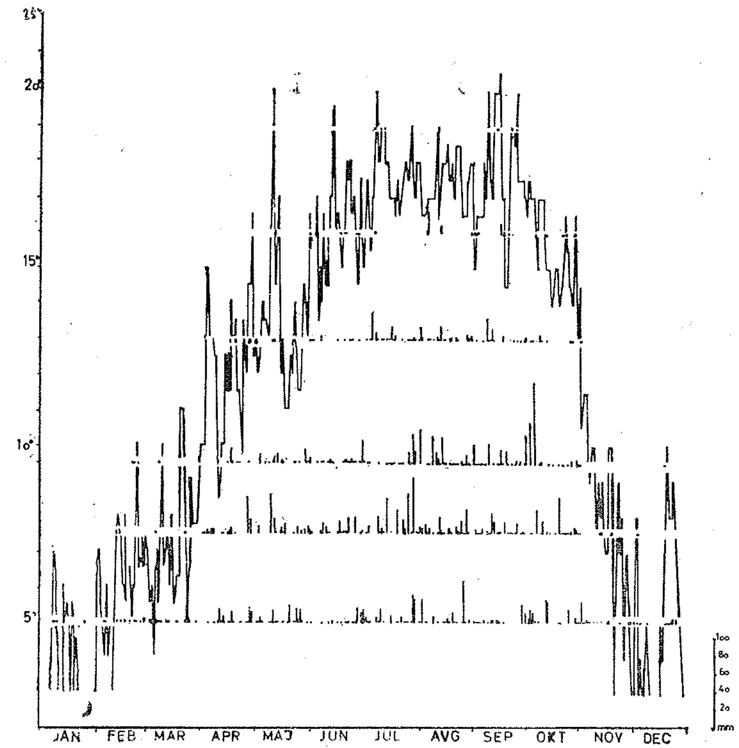
Sa dinamičke tačke gledišta linije nestabilnosti predstavljaju zone uređene konvekcije u vezi sa transformacijom talasnih i konvektivnih kretanja u poseban oblik cirkulacionih kretanja sa horizontalnom osom. Naročito povoljan uslov za

razvoj oblačnosti i padavina u ulaznim granama cirkulacionih valjaka sa horizontalnom osom, predstavlja razvoj turbulencije i konvekcije velikih razmera.

11.6. **Vreme u oblasti tropskog fronta.** Tropski front ili kako se još zove intertropska zona konvergencije predstavlja granicu između suvih kontinentalnih vazdušnih masa prenešenih severoistočnim pasatima severne hemisfere i manje toplih i vlažnih vazdušnih masa koje donose jugoistočni pasati južne hemisfere. Na mestu susreta ovih pasata obično ne postoji oštar diskontinuitet u gustini vazdušnih masa. Zbog toga se smatra pravilnijim govoriti o zoni, koja deli ove različite vazdušne mase, nego o frontalnoj graničnoj površini. Iznad kontinenta često postoji izrazit diskontinuitet u temperaturi i vlažnosti, dok su iznad okeana u toj zoni takve razlike male i može se reći da se diskontinuitet ovih meteoroloških elemenata ne može zapaziti.

Konfluencija severoistočnog i jugoistočnog pasata ne mora obavezno da bude praćena odgovarajućom konvergencijom duž cele granične površine. U izvesnim sektorima dve tropske vazdušne struje mogu da teku u skoro paralelnoj istočnoj struji, tako da je granična površina između njih difuzna i neaktivna. Međutim, na sektorima gde se dve vazdušne struje sustiču pod većim uglom javlja se izrazita konvergencija i aktivna granična površina, koja se zove intertropski front.

Intertropski front nije stacionaran duž ekvatora već znatno osciluje u toku godine. U stvari ovaj front se pruža duž ose ekvatorskog pojasa niskog pritiska. Ovaj pojas niskog pritiska se zajedno sa intertropskim frontom premešta u toku godine na sever i jug prateći Sunčevu deklinaciju. Ovo premeštanje prema severu i jugu ne vrši se ravnomerno, već više ili manje u impulsima. Na sl. 11.6.1. prikazani su položaji intertropskog fronta na 30 °E g.š. u pojedinim danima u 1960. godini.



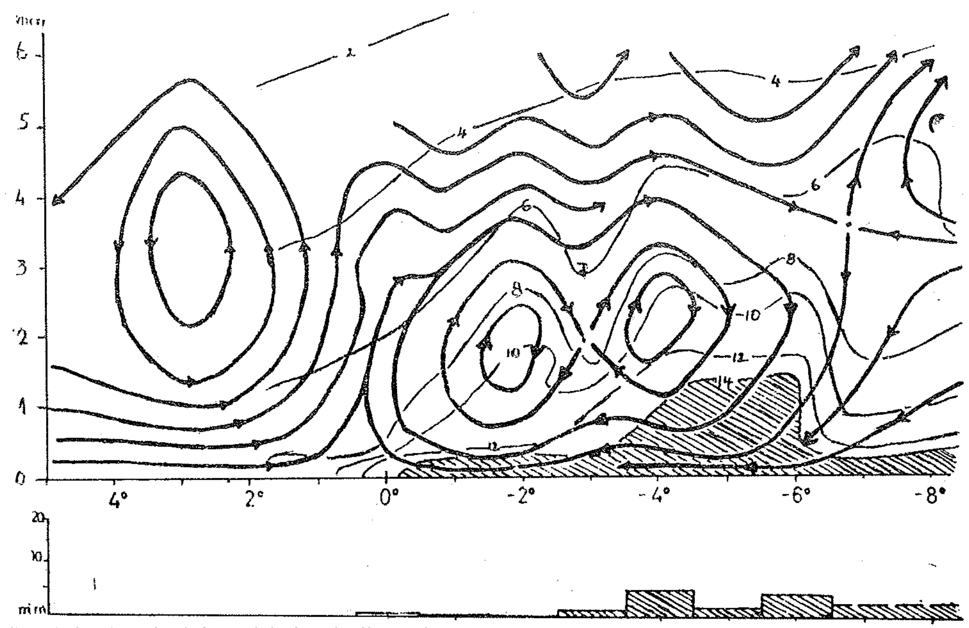
Sl. 11.6.1. Položaji intertropskog fronta na 30 °E g. š. u pojedinim danima u 1960. godini (Bhalotra, 1963)

19*

S obzirom na nedovoljan broj podataka iz tropskih širina mehanizam intertropskog fronta još uvek je nedovoljno proučen. Tako je slično i sa nagibom ove frontalne površine. Naime, znamo da severno od intertropskog fronta struji suv kontinentalan i topliji vazduh od morskog vazduha koji struji na južnoj strani. Zbog razlike u gustini između ovih vazdušnih masa intertropski front mora imati nagib prema jugu. Prema dosadašnjim ispitivanjima pouzdanije se zna veličina tog nagiba do visine od 3000 m i ona varira od 1:350 na dnu do 1:120 na vrhu ovog sloja. Međutim, kako nagib fronta zavisi od postojećeg sistema vetra na suprotnim stranama fronta i od razlike u gustini i temperaturi vazdušnih masa s jedne i druge strane, to se ne može očekivati da ovaj nagib bude podjednak duž celog intertropskog fronta. Ali pretpostavlja se da je nagib intertropske frontalne površine veći u prednjem delu, kada se kreće prema severu, nego kada je stacionaran.

Pogledajmo sad raspodelu padavina povezanih sa intertropskim frontom. S tim u vezi, polazeći od idealizirane raspodele temperature i vlažnosti i pretpostavljajući da vertikalna komponenta vetra padne na nulu između 500 i 200 mb, Flohn (1959) je izračunao, kao rezultat date raspodele vertikalne brzine, iznos padavina severno i južno od intertropskog fronta u oblasti Atlantskog okeana na jednoj osi od Natala do ostrva Cape Verde. On je našao da pojas maksimalnih padavina leži između najsevernijeg položaja intertropskog fronta u avgustu—septembru i matematičkog ekvatora, sa smanjenjem padavina na obema stranama severno i južno od ovog pojasa. Ovaj asimetričan režim padavina i oblačnosti vezan za intertropski front, objašnjava Flohn dinamikom polja vetra, što je u potpunoj saglasnosti sa zapažanjima meteorologa u Africi.

Proučavanje profila padavina u Dolini Nila duž meridijana 30 °E g. š. takođe je pokazalo (Bhalotra, 1963) da se srednje mesečne padavine za monsunske mesece od jula do septembra ne povećavaju prema jugu sa smanjenjem geografske širine prema ekvatoru, već se maksimum sreće između 7°—10 °N g. š. Ovakva raspodela padavina, sa maksimumom oblačnosti i minimumom trajanja Sunčevog sijanja, između ovih geografskih širina govori da se rezultati koje je Flohn postigao za Atlantski okean mogu primeniti i za Sudan.



Sl. 11.6.2. Vertikalni model cirkulacije na intertropskom frontu za septembar 1960. (Krüger, 1962)

U maritimnom vazduhu na njegovom putu prema severu dolazi do konvekcije, kondenzacije i padavina, tako da mu se sadržaj vodene pare znatno smanjuje. U Sudanu je osmotreno da obično unutar pojasa od 1—2° g.š. južno od prizemnog položaja intertropskog fronta popodnevni kumulusi iščezavaju brzo kad kontinentalni vazduh dospe na visinu. Samo u slučajevima kada je konvergencija na intertropskom frontu dobro izražena mogu se razviti izolovani oblaci Cb ili oluje.

Nemački meteorolog Krüger (1962) odredio je raspodelu dnevnih količina padavina u Sudanu u odnosu na položaj intertropskog fronta na Zemlji u 8 časova po lokalnom vremenu duž meridijana 30 °E za 1960. godinu. On je našao da raspodela količine padavina južno od prizemnog položaja intertropskog fronta pokazuje niz maksimuma (do pet) ređajućih se naizmenično južno sve do 14 °N g.š. Najviši maksimum javlja se blizu 4—6 stepena južno od intertropskog fronta. Poseban minimum se javlja na 3° i 7° južno od intertropskog fronta. Lokacija maksimuma i minimuma pokazuje karakteristične promene sa sezonama. U proleće i jesen prvi maksimum je dosta udaljeniji od intertropskog fronta nego u toku leta. Vertikalni model cirkulacije u odnosu na intertropski front, po Krügeru, za septembar 1960. prikazan je na sl. 11.6.2. Isprekidane linije na slici su linije odnosa smese vlažnog vazduha. Može se zapaziti da ne postoji veza između vlažnosti u prizemlju i vlažnosti na visini.

LITERATURA

B e r g e r o n, T., 1954: *The problem of tropical hurricanes*, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., Vol. 80, 131—164;

B h a l o t r a, Y. P. R., 1963: *Meteorology of Sudan*. Sudan Meteorological Service, Khartoum, Memoir No. 6, 113;

B y e r s, H. R., and B r a h a m, R. R., 1949: *The Thunderstorm*, U. S. Weather Bureau;

F l o h n, H., 1959: *Tropical Meteorology in Africa — Munitalp Foundation*, Nairobi;

G o d s k e, C. L., B e r g e r o n, T., B j e r k n e s, J., B u n d g a a r d; R. C. 1957: *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*. American Meteorological Society—Boston, Massachusetts and Carnegie Institution of Washington, 800;

K r i č a k, O. G., 1956: *Sinoptičeskaja meteorologija*, Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 531;

K r ü g e r, E., 1962: *Rainfall relative to I. T. C. Z.* (Neobjavljeno);

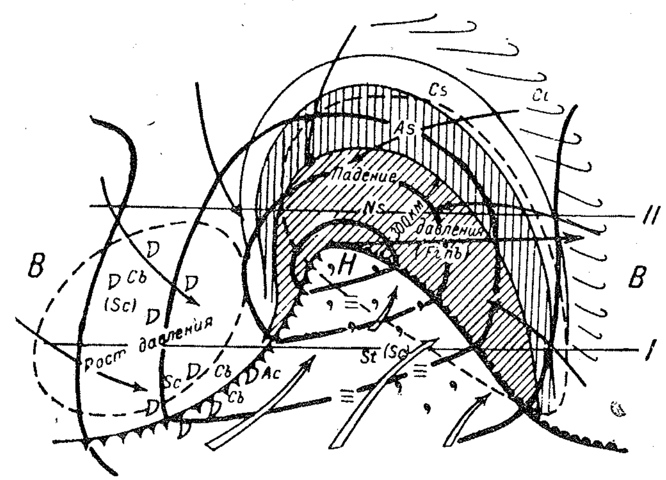
P e t t e r s s e n, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*, Second edition, Vol. II. New York — Toronto — London, (McGraw-Hill), 266;

Z v e r o v, A. S., 1957: *Sinoptičeskaja meteorologija*, Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje zdateljstvo, 559.

GLAVA XII

KARAKTERISTIKE VREMENA U BARSKO-STRUJNIM SISTEMIMA

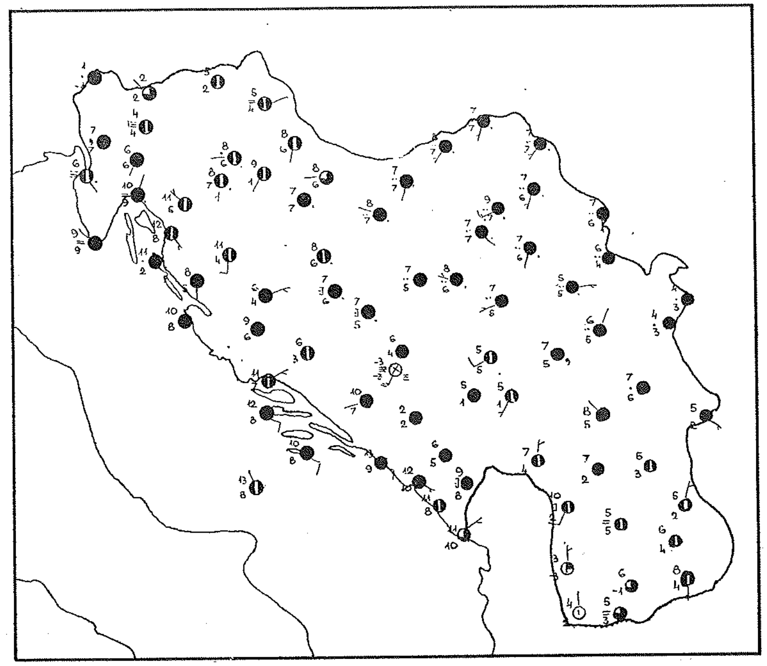
12.1. **Vreme u vantropskom ciklonu.** Radi jednostavnosti, u ovom poglavlju izostavićemo orografske i druge lokalne uticaje, pa ćemo karakteristike vremena u ciklonu posmatrati samo kao funkciju dinamičke i termičke strukture ovog modela. Tipični uslovi vremena u ciklonu prikazani su šematski na sl. 12.1.1. Na toj slici se uočava da u ciklonu u kojem još nije počeo proces okludiranja postoje tri osnovne zone koje se oštro razlikuju po karakteru vremena. To su: 1) prednji i centralni hladni sektor, 2) zadnji hladni sektor i 3) topli sektor ciklona.

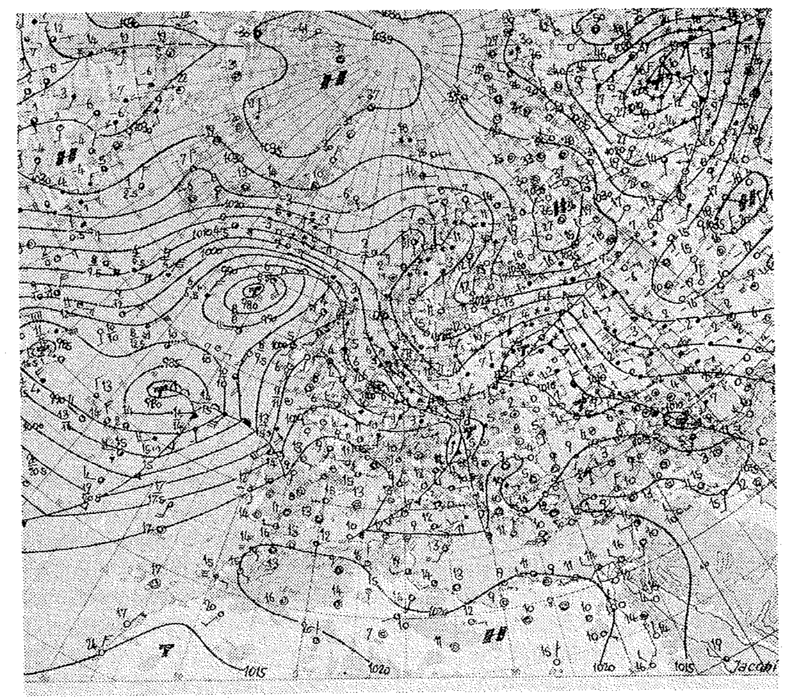


Sl. 12.1.1. Vreme u ciklonu (Zverov, 1957)

U prvoj zoni vreme je određeno svojstvima toplog fronta i osobinama hladne vazdušne mase u prednjem delu ciklona. Kao tipično se može uzeti da u tom sektoru vreme odgovara vremenu u stabilnoj vazdušnom masi, a oblačnost i padavine su određene svojstvima toplog fronta.

U drugoj zoni karakter vremena u najvećoj meri zavisi od stratifikacije i osobina hladne vazdušne mase iza hladnog fronta. Obično je ova vazdušna masa nestabilna, pa se pri većoj vlažnosti u zadnjem delu ciklona stvaraju oblaci vertikalnog razvitka, nosioci pljuskovitih padavina i oluja. U slučajevima kada se u zadnjem delu ciklona nalazi veoma hladan i suv kontinentalni vazduh dolazi do naglog porasta pritiska, i razvoj vertikalne oblačnosti u toku dana je dosta slab, a u toku noći potpuno iščezava.





Sl. 12.1.2. Vreme u okludiranom ciklonu od 26.2. 1960.

Vreme u toplom sektoru zavisi na prvom mestu od stratifikacije i osobina tople vazdušne mase. Drugi značajan faktor je vertikalna brzina, koja može biti znatna u periodu intenzivnog razvoja ciklona. Treći važan činilac bio bio oblik izobara u toplom sektoru. Topla vazdušna masa je, po pravilu stabilna. Ako je u toplom sektoru ciklona vlažan morski vazduh, onda, uglavnom, preovlađuje slojasta oblačnost, ponekad sa maglom i izmaglicom. Ako je, pak, tu suvi kontinentalan tropski vazduh, vreme je najčešće vedro, sa smanjenom horizontalnom vidljivošću. Ciklonsko iskrivljenje izobara u toplom sektoru (od centra ciklona) pojačava vertikalnu brzinu u tom delu ciklona, i, na taj način, povećava oblačnost i intenzitet padavina ako je topla vazdušna masa bogata vodenom parom. Međutim, ako je još uz to i stratifikacija u toploj vazdušnoj masi nestabilna, onda se mogu javiti i oblaci vertikalnog razvitka sa pljuskovima, pa čak i nepogodama. U drugom slučaju, kad su izobare u toplom sektoru izvijene anticiklonalno (u odnosu na centar ciklona) uzdizanje u tom delu ciklona biće smanjeno. Ovaj efekt ponekad može dovesti i do spuštanja vazduha u nižem sloju toplog sektora. To ima za posledicu razbijanje slojaste oblačnosti i razvedravanje.

Okludirani ciklon se po svojoj strukturi razlikuje od mladog ciklona najviše po tome što topli sektor ili je u potpunosti iščezao ili zauzima neznatan deo na periferiji ciklona, a topli vazduh je istisnut uvis. U vezi sa tim, i okludirani ciklon možemo podeliti na samo dve zone koje se oštrije razlikuju po karakteru vremena. To je prednji i centralni deo ciklona ispred fronta okluzije i zadnji deo ciklona iza fronta okluzije.

Kada se radi o okluziji po tipu toplog fronta onda su vremenski uslovi u obe zone okludiranog ciklona slični uslovima u prve dve zone mladog ciklona. Razlike se javljaju, uglavnom, u onoj meri u kojoj se razlikuju po strukturi i karakteru vremena topli i hladni front pre okludiranja.

Najčešće se te razlike ogledaju u tome što su u periodu od početka okludiranja do početka popunjavanja, tj. dok se ciklon još produbljuje, padavine ispred okluzije intenzivnije nego ispred toplog fronta pre okludiranja. Kad počne popunjavanje okludiranog ciklona, onda je obrnuto. U drugoj zoni, tj. u zadnjem delu okludiranog ciklona vreme se razlikuje od vremena u zadnjem delu mladog ciklona po tome što neposredno iza fronta okluzije padavine ne prestaju i ne nastupa razvedravanje, kao što se dešava iza hladnog fronta. Takođe, ni rast pritiska nije tako izrazit kao iza hladnog fronta.

U slučaju okluzije po tipu hladnog fronta, koja se najčešće javlja iznad kopna u toploj polovini godine, vreme ispred fronta okluzije se po karakteru bitno razlikuje od vremena u prednjem delu mladog ciklona. Tada slojasta oblačnost sa ujednačenim padavinama izostaje, a javlja se dosta široka zona pljuskovitih padavina ispred fronta okluzije, a ponekad i oluje. Na sl. 12.1.2 prikazano je vreme u jednom primeru okludiranog ciklona.

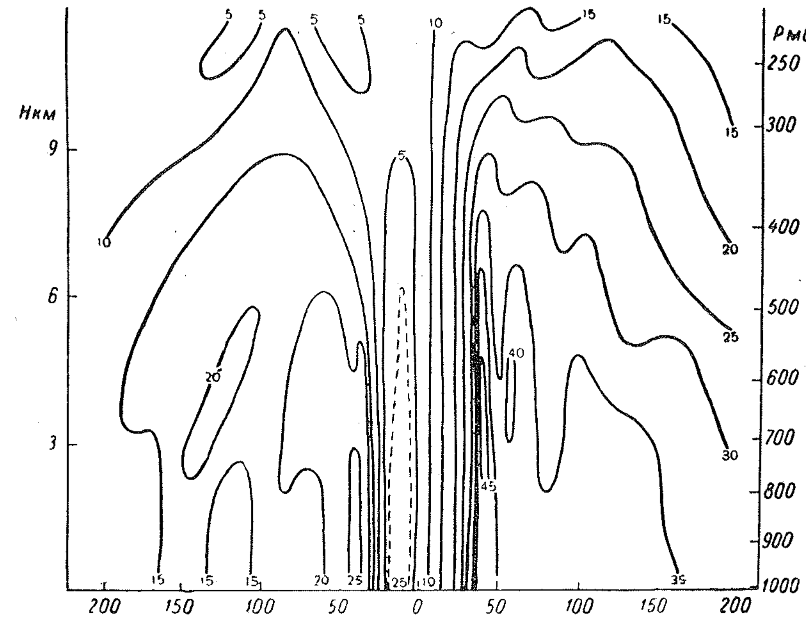
12.2. **Vreme u tropskom ciklonu.** U oblasti tropskog ciklona javljaju se dve zone sa sasvim različitim karakterom vremena. Prva od njih je kružna oblast oko centra ciklona, koja se zove oko ciklona, a druga kružni pojas od ivice oka ciklona do periferije ciklona.

Zona koja predstavlja oko ciklona je veća kod nerazvijenih nego kod dobro razvijenih ciklona i u proseku ima prečnik od oko 30 km. Temperatura u oku ciklona se u prizemnom sloju ne razlikuje mnogo od temperature u njegovoj okolini. Međutim, već na nekoliko stotina metara visine temperatura vazduha u oku ciklona je znatno veća, a vlažnost znatno manja, nego u okolini na istoj visini. Veoma izrazita vremenska karakteristika oka ciklona je slab vetar (do 5 m/sec) ili katkad, potpuna tišina, zatim razbijena oblačnosti, skoro do vedrog neba i odsustvo padavina.

U drugoj zoni, tj. u pojasu oko oka ciklona, vetar, oblačnosti i padavine dostižu svoj najveći mogući intenzitet u atmosferi. Po merenjima izvršenim septembra

1961. godine, u tajfunu Nensi i orkanu Karlo brzina vetra u prizemlju je dostigla 85 m/sec.

Na sl. 12.2.1 prikazan je vertikalni presek brzina vetra kroz orkan Kleo, koji se razvio avgusta 1958. godine. Ovaj presek je sačinjen na osnovu podataka prikupljenih pomoću aviona koji su na raznim visinama proletali kroz orkan. Na tom preseku vidi se da brzina vetra opada sa visinom. Opadanje je sporije do visine 500 mb, a iznad te visine je brže.



Sl. 12.2.1. Vertikalni presek brzine vetra u m/sec u orkanu Kleo u avgustu 1958. (CIP, Rukovodstvo II deo, 1965)

Let aviona kroz ciklon je višen u pravcu normalnom na pravac kretanja ciklona, i to u smeru da desna strana preseka od centra ciklona predstavlja desni deo ciklona, a leva levi deo ciklona u odnosu na pravac kretanja ciklona. Iz preseka vidimo da je najveća brzina vetra u ciklonu Kleo bila u desnom sektoru ciklona, kao što je obično slučaj kod tropskih ciklona. U tom sektoru je maksimalna brzina oko 45 m/sec, dok je u levom sektoru ovog ciklona maksimalna brzina bila za oko 20 m/sec manja. Zapazimo još da se mala brzina vetra u oku ciklona proteže sve do troposfere.

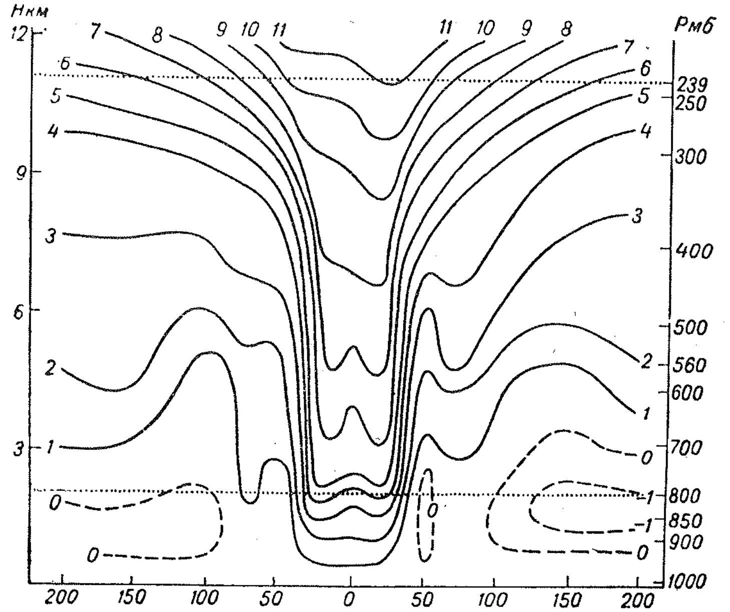
Snažan pritisak koji vrši vetar na površinu okeana pri prolasku tropskih ciklona prouzrokuje stvaranje gigantskih talasa koji dostižu visinu od 15 pa i više metara.

Temperatura vazduha u tropskom ciklonu, pre nego što on dospe u umerene geografske širine, je u oku ciklona znatno viša nego oko njega, ali se od centra ciklona simetrično smanjuje. Međutim, horizontalna promena temperature nije ravnomerna, već je najveća na granici oka ciklona.

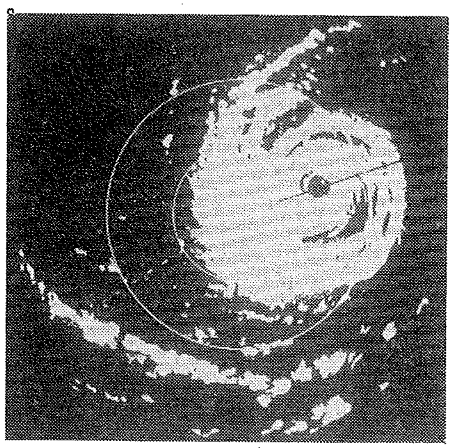
Za proučavanje termičke strukture tropskog ciklona zanimljivo je odstupanje temperature u njemu od srednjih vrednosti temperature atmosfere u tropima. Jedan takav primer odstupanja temperature je urađen za orkan Kleo (avgust 1958) i prikazan na sl. 12.2.2.

Iz ove slike možemo videti da u sloju od morskog nivoa do 800 mb pozitivno odstupanje temperature postoji samo u oku ciklona. Iznad toga nivoa pozitivno

odstupanje se širi, tako da od 700 mb pa naviše u celom ciklonu postoji samo pozitivno odstupanje temperature. Pored toga očigledno je da se i intenzitet pozitivnih odstupanja temperature povećava sa visinom, tako da u slučaju orkana Kleo na nivou 250 mb u oku ciklona iznosi 9—11° a izvan njega 5—8 °C.



Sl. 12.2.2. Odstupanje temperature u orkanu Kleo (avgust 1958) od srednje temperature atmosfere u tropima (CIP, Rukovodstvo II deo, 1965)



Sl. 12.2.3. Oblačni sistem tropskog ciklona Donna (septembar 1960) snimnjen sa radarskog ekrana (CIP, Rukovodstvo II deo, 1965)



Sl. 12.2.4. Oblačni sistem tropskog ciklona Debby (septembar 1961) snimljen sa meteorološkog satelita TIROS III

Napredak tehničkih sredstava u poslednje dve decenije znatno je doprineo tačnijem upoznavanju strukture oblačnog sistema i nekih drugih karakteristika tropskih ciklona. Snimci dobijeni iz aviona i pomoću radara, a u poslednje vreme pomoću meteoroloških raketa i satelita, pokazuju da je oblačni sistem u tropskom ciklonu

izvijen u obliku spiralne trake. Na sl. 12.2.3 prikazan je oblačni sistem orkana Dona (septembar 1960) snimljen sa radarskog ekrana, a na slici 12.2.4 vidimo oblačni sistem orkana Debby (septembar 1961) snimljen sa meteorološkog Zemljinog veštačkog satelita TIROS III.

12.3. **Vreme u anticiklonu.** Vertikalna kretanja su osnovni dinamički proces koji utiče na karakter vremena u anticiklonu. Međutim, ovaj proces je dominantan samo u centralnoj oblasti anticiklona. Njegove periferne oblasti su u najvećoj meri pod uticajem ciklona i frontalnih sistema koji ga okružuju. Pored toga, kao opšta karakteristika može se navesti da zbog preovlađujuće južne komponente vetra u zapadnom delu i severne u istočnom delu anticiklona, u prvom postoji adevekcija toplog a u drugom hladnog vazduha, što u velikoj meri određuje tip vremena u ovim delovima anticiklona.

Pored opšte dinamike uslovi vremena u anticiklonu zavise još u velikoj meri od osobina prisutnih vazdušnih masa kao i od godišnjeg doba. Tako, npr. u hladnoj polovini godine u anticiklonu se obično javljaju dva osnovna tipa vremena. To su vedro i veoma hladno vreme ili znatna slojasta ili slojasto-kumulusna oblačnost. Prvi se najčešće javlja u centralnom delu anticiklona, a drugi na njegovoj periferiji. Pri većoj vlažnosti vazduha u donjem sloju može se slojasta oblačnost obrazovati i u centralnim oblastima anticiklona, i to obično ispod inverzije. Takođe se često mogu u centru anticiklona osmotriti slojasti oblaci i u toku jeseni, kada na visini postoji dovod toplih i vlažnih vazdušnih masa.

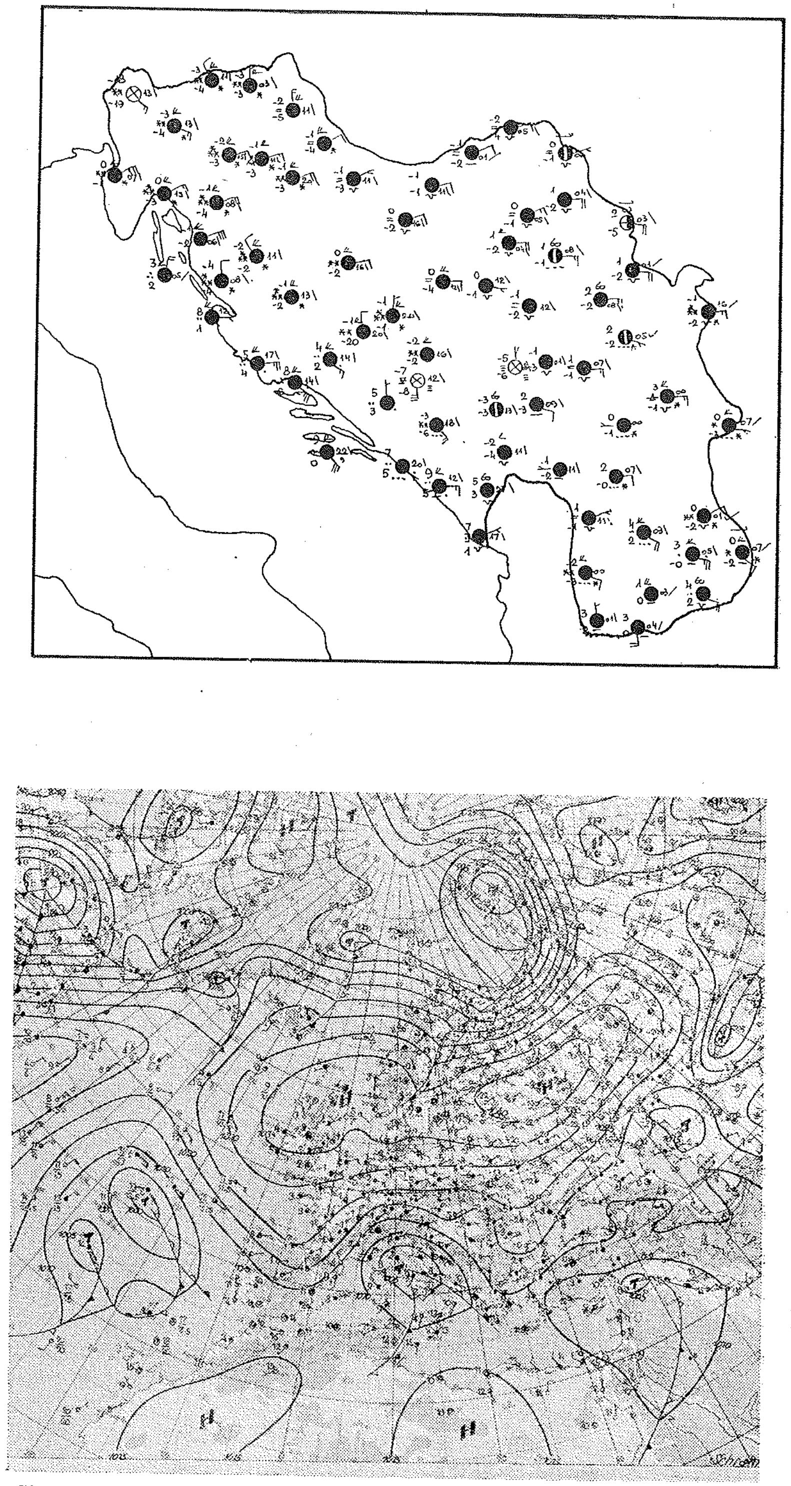
U severnim delovima anticiklona u hladnoj polovini godine često struje tople morske vazdušne mase. One najčešće cirkulišu u toplim sektorima ciklona koji se kreću severnije od anticiklona. Strujanje takvih vazdušnih masa uslovljava slojastu oblačnost, a ponekad i advektivne magle, u severnim delovima anticiklona. Ne tako retko u severne delove anticiklona prodiru i frontalni sistemi, tako da vreme iznad tih oblasti predstavlja produžetak tipova vremena koji vladaju u ciklonu koji se severnije kreće.

Za zapadni deo anticiklona karakteristična je topla advekcija, koja uslovljava slojastu oblačnost i advektivne magle. Međutim, kada je anticiklon stacionaran, hladni frontovi se zaustavljaju na njegovoj zadnjoj strani. Ponekad se u kraćem vremenu može zaustaviti nekoliko meridionalno usmerenih frontova, pošto dalje premeštanje ovih frontova na istok nije moguće. U takvim slučajevima obrazuju se jaki gradijenti temperature, koji prouzrokuju jake vetrove. Takođe se mogu osmotriti zone padavina koje se u toku vremena premeštaju periferijom anticiklona u pravcu skazaljke na satu.

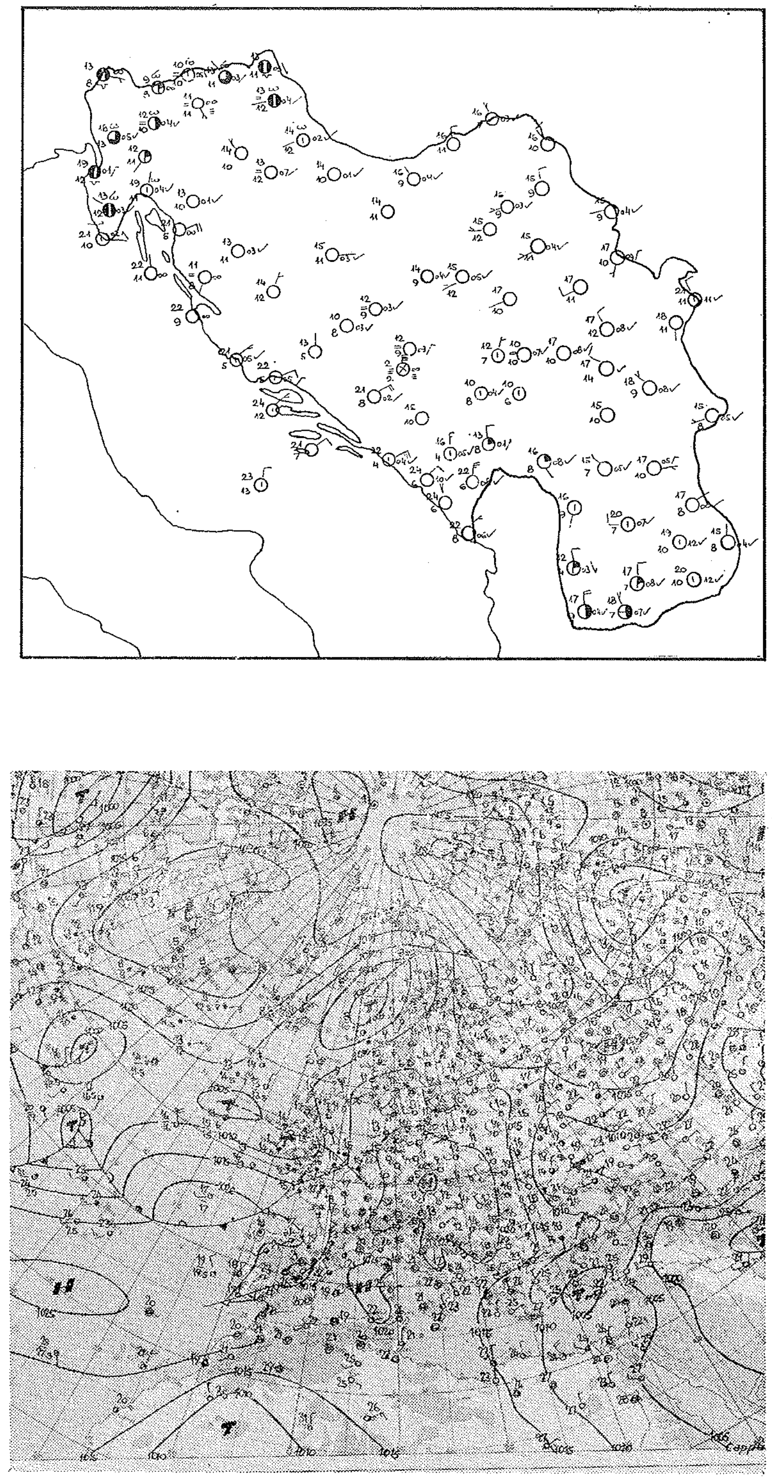
Na istočnoj strani anticiklona, u najčešćem broju slučajeva, vremenski uslovi predstavljaju produžetak vremenskih uslova iz zadnjeg dela ciklona koji se nalazi istočno od anticiklona. Kada je u zadnjem delu ciklona hladna vazdušna masa vrlo nestabilna, tada oblaci vertikalnog razvitka i pljuskovite padavine zahvataju i anticiklon. U drugom slučaju, kada je hladna masa stabilna, u istočnom sektoru anticiklona preovlađuje slojasta i slojasto-kumulusna oblačnost, a često i pretežno vedro vreme.

Na južnoj strani anticiklona na vreme utiče, u najvećoj meri, ciklon koji se nalazi južnije. U zimskoj polovini godine na toj strani se često uspostavljaju veliki gradijenti pritiska i jaki vetrovi. Tada najčešće južnu periferiju anticiklona zahvataju slojasti oblaci i zona snežnih padavina. Ovo je prikazano na sl. 12.3.1 pri ciklonskoj aktivnosti u Sredozemlju. Na slici 12.3.2 prikazano je vreme u jednom anticiklonu u toku leta.

S obzirom da frontalni sistemi u anticiklonu ne postoje ili se javljaju u rasplinutom obliku, to oblačnost i padavine imaju karakter koji im odgovara unutar vazdušnih masa.



Sl. 12.3.1. Vreme u anticiklonu na dan 6. 3. 1964. (primer zimske situacije)



Sl. 12.3.2. Vreme u anticiklonu na dan 26. 6. 1958. (primer letnje situacije)

U vezi sa pretežno vedrim vremenom i slabim vetrovima, u centralnoj oblasti anticiklona u toku zime nad kontinentom postoje izvanredno povoljni uslovi za intenzivno izračivanje. U tim oblastima, kao što je slučaj sa sibirskim anticiklonom, javljaju se veoma niske temperature. S druge strane, zbog advekcije relativno toplog i vlažnog morskog vazduha, na severnom sektoru anticiklona mogu se osmotriti više temperature nego u bilo kom drugom delu anticiklona.

Zbog relativno suvog i toplog vazduha, u toplom delu godine u većem delu anticiklona, a naročito u centralnim delovima, preovlađuje vedro vreme. Na periferiji anticiklona, zbog labilizirajućeg dejstva kopna na vlažan morski vazduh, često se javljaju oblaci vertikalnog razvitka, a ponekad i oluje. Iako se vazduh jako zagreva, u centralnom delu anticiklona ne javlja se jača konvektivna oblačnost, jer inverzija koja se obrazovala usled subsidencije ne dozvoljava njihov razvoj.

Temperature u letnjim anticiklonima su obično veoma visoke, i to naročito u centralnim i zapadnim delovima anticiklona. U centralnim delovima visoke temperature su uslovljene, s jedne strane, veoma intenzivnim zagrevanjem pri vedrom i tihom vremenu a, s druge strane, fenskim efektom pri razvoju silaznih kretanja. U zapadnim delovima anticiklona visoke temperature su posledica dolaska vazdušnih masa u taj deo anticiklona iz južnijih geografskih širina, gde se on jako zagrejao.

12.4. **Uticaj mlazne struje na vreme.** Polazeći od modela prikazanog na sl. 6.15.1, vidimo da se mlazna struja sa svojim velikim brzinama i smicanjima vetra, koja znatno odstupaju od geostrofskog, javlja kao zona dobro razvijene divergencije i konvergencije brzine u gornjem delu troposfere. Ove zone divergencije i konvergencije izazivaju odgovarajuće promene pritiska u prizemlju. Zbog toga struktura polja vetra u mlaznoj struji može igrati važnu ulogu u nastajanju, razvitku i slabljenju ciklona i anticiklona u umerenim geografskim širinama.

Na drugi način, dejstvo mlazne struje na meteorološke elemente u nižim slojevima vrši se prenosom vrtložnosti brzine iz oblasti mlazne struje. Međutim, među svim elementima koji čine vreme, može se kazati da je najočigledniji uticaj mlazne struje na oblačnost. Zbog toga ćemo tom uticaju posvetiti ovde nešto više pažnje.

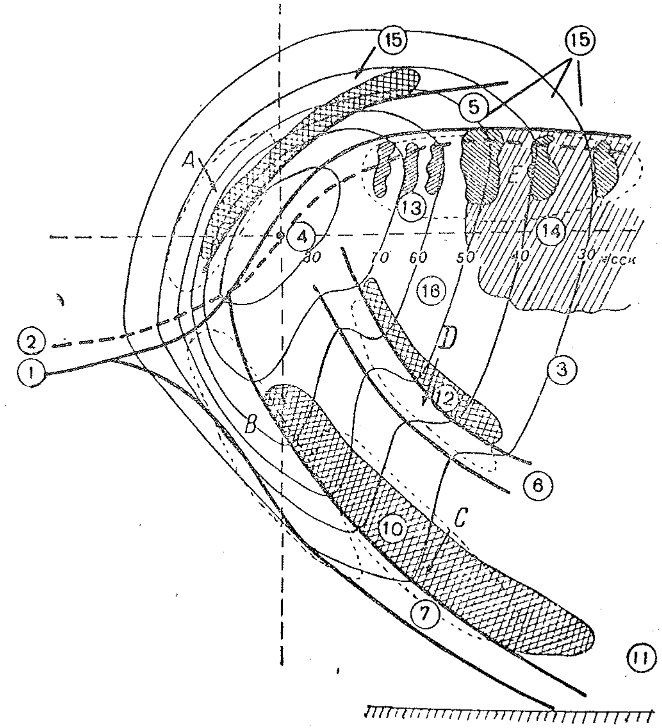
Prema dosad prikupljenim podacima osmatranja i rezultatima istraživanja, može se kazati da se oblaci obično prostiru ispod nivoa maksimalne brzine vetra, dok se odsustvo oblaka iznad nivoa maksimalnog vetra smatra karakterističnim svojstvom mlazne struje.

Najizrazitiju vezu između mlazne struje i oblačnosti imamo kad je mlazna struja povezana sa frontalnim površinama, kao što je prikazano na sl. 12.4.1. Na sl. 12.4.1 prikazana je raspodela oblačnosti pri takvoj strukturi mlazne struje. Iz ove slike se vidi da je front ispod mlazne struje karakterističan po dobro izraženom ciklonskom smicanju vetra i oblačnim sistemom As—Cs.

U gornjoj troposferi najčešće se oblaci nalaze u zoni širokoj 400—500 km na levoj strani od jezgra ispod ose mlazne struje, i u zoni 400—600 km na desno od jezgra mlazne struje. Ponekad se oblaci u oblasti mlazne struje mogu naći neznatno iznad polarne tropopauze ili tropopauze umerenih širina, ali se ne sreću u stratosferi iznad tropske tropopauze. Frontalni oblaci, takvi kao što su Cs, As i Ac češće se sreću na desnoj strani od ose mlazne struje. Oblaci Ci i Ac, koji su se obrazovali od rasplinjavanja kumulusa i kumulonimbusa, češće se mogu osmotriti na levoj strani od ose mlazne struje.

Ove karakteristike raspodele oblaka vrlo dobro su izražene kod jakih mlaznih struja. One su uslovljene time što na levoj strani od ose mlazne struje hladne vazdušne mase imaju dovoljnu snagu za znatan razvoj kumulusnih oblaka po vertikali. Uređeno uzlazno kretanje na desnoj strani ose mlazne struje u toplom vazduhu,

stvara uslove za razvitak slojastih oblaka na prednjoj strani visinske doline. U zadnjem delu visinske doline ili u prednjem delu visinskog grebena, obično se mogu osmotriti uređena silazna kretanja, koja omogućuju obrazovanje pregradnih slojeva, pod kojima se formiraju kumulusni oblaci tipa Ac i Ci.



Sl. 12.4.1. Raspodela oblačnosti na šemi vertikalne strukture mlazne struje umerenih širina (CIP, Rukovodstvo I deo, 1964)

Perjasti oblaci često se obrazuju neposredno desno od jezgra mlazne struje u obliku niza traka koje se pružaju paralelno sa mlaznom strujom, često pod malim uglom u odnosu na pravac vetra, na rastojanju od nekoliko stotina do 1000—3000 km. Leva ivica sistema traka perjastih oblaka (prema pravcu struje) oštro se ističe i nalazi se na rastojanju od nekoliko do 40—50 kilometara desno od jezgra mlazne struje. Desna ivica nalazi se na rastojanju od 300—400 km od leve ivice. Trake oblaka su rastavljene jedna od druge na rastojanju od 5—15 km.

Iznad okeana dužina oblačnih traka može da dostigne 1500—2700 km a nad srednjom Azijom 400—500 km. Jezgro mlazne struje i njena leva strana na nivou jezgra po pravilu su bez perjastih oblaka. Ako se perjasti oblaci prostiru ispod ose mlazne struje, tada je neposredno ispod jezgra oblačnost isprekidana. Odsustvo oblaka u jednom delu mlazne struje može da bude pokazatelj zone najjačeg vetra na osi mlazne struje.

Debljina oblaka u oblasti mlazne struje obično se kreće od nekoliko desetina do nekoliko stotina metara. Perjasti oblaci svih oblika i As oblaci mogu imati minimalnu debljinu, manju od 50 metara. Maksimalna debljina Ci i Cs može biti 300—600 m, a Cc i As oko 1500 m. Izuzetno iznad nekih oblasti mogu se sresti i oblaci čija debljina prelazi i 2000 m.

Po vizuelnim osmatranjima u jednoj tački, dopunjenim fotografijama i filmskim snimcima, ustanovljena su četiri tipa visokih i srednjih oblaka pri prolazu mlazne struje nad tom tačkom. To su:

1) Ci u obliku jedne ili nekoliko dugih uskih traka, koje se kreću velikom brzinom u pravcu njihove ose i koje imaju jasno obeležene, ali ne ravne, ivice (sl. 12.4.2);

2) Cc češće razbacani ponekad skupljeni u linije (sl. 12.4.3); ovo poslednje pokazuje na njihov nastanak u grebenu talasa, koji se obrazuje u vazdušnoj struji. Oblaci često menjaju svoj spoljni izgled, ponekad se slivaju u trake perjastih ili pokazuju talasasto kretanje sa vrlo finom strukturom na velikoj visini;



Sl. 12.4.2. Oblaci Ci u obliku traka u oblasti mlazne struje (CIP, Rukovodstvo I deo, 1964)



Sl. 12.4.3. Oblaci Cc u oblasti mlazne struje, (CIP, Rukovodstvo I deo, 1964)

3) Ac, koji često imaju veliku vertikalnu razvijenost izgrađenu u nekoliko slojeva (sl. 12.4.4). Oni su u osnovi malo pokretni (»stojeći« oblaci), tj. predstavljaju oblake koji nastaju u grebenima talasa u jakoj vazdušnoj struji i premeštaju se, kao i sami talasi, sporo. Malo pokretni oblaci neprekidno se stvaraju u onom delu grebena talasa gde je u vazduhu koji kroz njih protiče vertikalna komponenta brzine usmerena nagore. Na suprotnoj strani grebena oblaci iščezavaju, pošto je vertikalna komponenta usmerena naniže;

4) Ac, koji se mogu prostirati od horizonta do horizonta u vidu talasnih pruga normalnih na vazdušnu struju (sl. 12.4.5).



Sl. 12.4.4. Oblaci oblika sočiva (Ac lent.) u oblasti mlazne struje (CIP, Rukovodstvo II deo, 1964)



Sl. 12.4.5. Oblaci Ac u obliku oblačnih traka u oblasti mlazne struje (CIP, Rukovodstvo I deo, 1964)

12.5. **Vreme pri situacijama blokiranja.** Jednu izrazitu situaciju blokiranja, koja se uspostavila iznad zapadne Evrope u februaru 1948. godine i održavala preko dve nedelje, detaljno su proučili Bergren, Bolin i Rossby (1949). Karakteristike vremena na tom području za vreme trajanja situacije blokiranja uslovljene su termičkom i dinamičkom strukturom blokiranja i veoma su slične vremenu u dobro razvijenim anticiklonima. Na zapadnoj i severnoj strani blokiranja u jakoj zapadnoj struji putovali su ciklonski poremećaji i uslovljavali toplo i vlažno vreme. Temperatura u tom periodu iznad tih krajeva bila je za 3—6 °C iznad normalne. Takođe je bilo i dosta padavina, sa maksimumom na zapadnoj strani planinskog lanca u Skandinaviji. Na južnoj i istočnoj strani blokiranja uspostavljeno je strujanje hladnog vazduha iz Arktičkog mora i SSSR-a u centralnu i južnu Evropu. Zbog toga su u tim delovima Evrope vladale negativne anomalije temperature od 5—10 °C. Zbog vrlo niskih temperatura na nižim nivoima, vazduh je bio prilično nestabilan, pa su u toj hladnoj istočnoj struji često bili osmotreni pljuskovi snega. Međutim, uopšte uzevši, količine padavina nisu bile velike, jer je vlažnost u toj kontinentalnoj vazdušnoj masi bila mala.

LITERATURA

Berggren, R., Bolin, B. and Rossby, C. G. 1949: *An Aerological Study of Zonal Motion, its Perturbations and Break-down,* Tellus, Vol. I, No. 2, 14—37;

Centraljnij institut prognozov, 1964: *Rukovodstvo po kratkosročnim prognozam,* Deo I. Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 519;

Centraljnij institut prognozov, 1965: *Rukovodstvo po kratkosročnim prognozam.* Deo II. Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 492:

Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting,* Second edition, Vol. II. New York — Toronto — London, (McGraw — Hill), 266;

Weimann, W. U., 1956: *Die Kaltlufttropfen zwischen Felsengebirge und Ural,* (Diplomski rad);

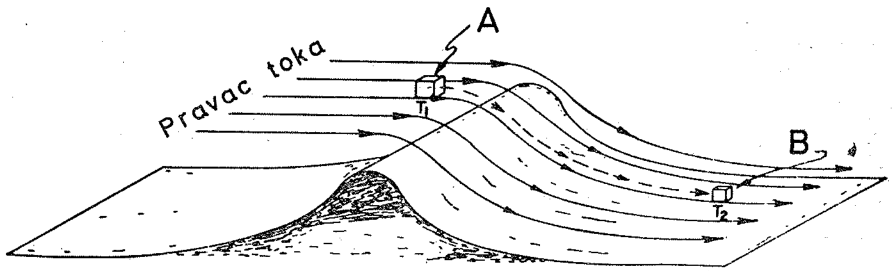
Zverov, A. S., 1957: *Sinoptičeskaja meteorologija,* Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdateljstvo, 559.

GLAVA XIII

OROGRAFSKI UTICAJI NA VREME

13.1. **Fen.** Još 1866. godine austrijski meteorolog Hann (1903) dao je termodinamičko objašnjenje pojave fena u atmosferi. Po njegovoj zamisli kada vazdušna struja naiđe na dovoljno veliku prepreku vazduh se diže pri čemu se adijabatski hladi, što pak dovodi do kondenzacije vodene pare i zagrevanja vazduha oslobođenom latentnom toplotom. Zatim se isti vazduh spušta suvoadijabatski niz padine zavetrene strane orografske prepreke i dospeva na manje visine topliji nego što je bio na odgovarajućim visinama na navetrenoj strani planine za vreme penjanja. Kasnije je Hann uvideo da nije potrebno da se vrši kondenzacija u vazduhu koji se diže uz orografsku prepreku da bi sa druge strane došlo do pojave fena. Ovo iz razloga što u hladnoj polovini godine, kada je pojava fena najčešća, na zavetrenoj strani leži hladan vazduh sa zimskim vertikalnim gradijentom temperature pa njegova zamena sa toplim vazduhom koji se zagrejao spuštajući se suvoadijabatski dovodi do promene temperature. Pri tome je promena temperature tim veća što je veća razlika između γ i γ_a, što je viša orografska prepreka i što duže traje prebacivanje vazduha preko prepreke.

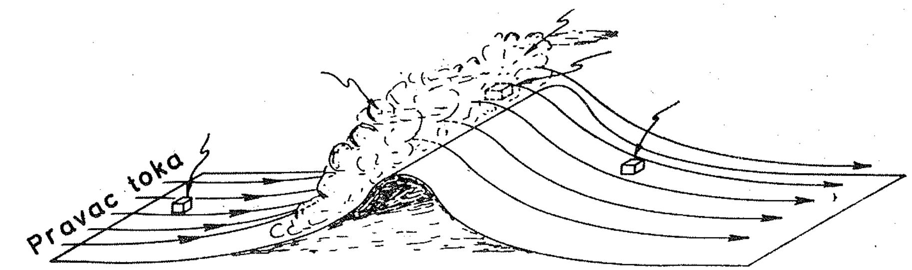
U slučaju prebacivanja tropskog kontinentalnog vazduha preko planine zbog nedovoljnog sadržaja vlage u vazduhu na navetrenoj strani ne dolazi do kondenzacije a na zavetrenoj strani dolazi do jakog porasta temperature i smanjenja relativne vlage. Shematski prikaz ovakvog modela prebacivanja vazduha preko orografske prepreke prikazan je na sl. 13.1.1.



Sl. 13.1.1. Prebacivanje vazduha preko orografske prepreke bez kondenzacije na navetrenoj strani (Beran, 1966)

Znatno je češći slučaj da se na navetrenoj strani u ascendentnoj struji obrazuje debeo oblačni sistem i kontinuirana zona padavina umerenog intenziteta. Zbog fenskog dejstva oblačni sistem ima oštru ivicu kao zid iznad orografske prepreke

gde vazduh počinje da se spušta. Shematski prikaz ovakvog modela prebacivanja vazduha preko orografske prepreke dat je na sl. 13.1.2.



Sl. 13.1.2. Prebacivanje vazduha preko orografske prepreke uz kondenzaciju na navetrenoj strani (Beran, 1966)

Fen je karakteristična vremenska pojava u mnogim planinskim oblastima. U Evropi je naročito izrazit u području Alpa pa je stoga bio predmet detaljnih izučavanja mnogih evropskih meteorologa.

U Severnoj Americi često se može osmotriti topao zapadni vetar neobično jak koji se spušta niz padine Stenovitih planina. Ovaj vetar je dobio naziv Chinook (činuk), ime koje se javlja u narodnim pričama indijskog plemena Oregon. Između ovog vetra i fena u oblasti Alpa postoji velika sličnost. Razlike su uglavnom u orijentaciji planinskih masiva i u veličini oblasti koju zahvataju ova dva vetra.

13.2. **Bura.** Duž nekih morskih obala protežu se viši ili niži planinski lanci. Kada hladna vazdušna masa prodre preko kontinenta do tih priobalskih lanaca počinje da se prebacuje sa druge strane na more. Tako postaje veoma jak i hladan vetar koji je dobio naziv bura. Prema tome, uzrok bure leži u dodatnom pojačanju vetra pri padanju hladne vazdušne mase niz padine visokih planinskih masiva. Brzina bure zavisi od visine orografske prepreke i razlike u temperaturi sa jedne i druge strane prepreke na istom nivou. Ona se može približno izračunati po formuli

$$V=\sqrt{2gh\frac{T_2-T_1}{T_2}}$$

gde je h visina granice hladne vazdušne mase od morskog nivoa, T_1 i T_2 apsolutne temperature u hladnoj i toploj vazdušnoj masi na istom nivou.

Kada je atmosfera jako stabilna ($\gamma \ll \gamma_a$) hladan vazduh se pri padanju zagreva i umesto bure razvija se fen. To znači da je kao dodatni uslov za pojavu bure potrebno da hladna vazdušna masa bude u znatnoj meri nestabilna. Kao drugi dopunski uslov može se smatrati oblik gornje ivice planinskog masiva, pri čemu postojanje prevoja u kojima se vetar pojačava zbog konvergencije toka znatno potpomaže razvoj bure. Takav jedan prevoj se smatra glavnim uzročnikom snažne bure kod Novorosijska. Druge najpoznatije oblasti u kojima se javlja jaka bura su obala Jadranskog mora u Dalmaciji, Bajkalsko jezero i Nova Zemlja.

13.3. **Lokalni vetrovi.** U prethodna dva poglavlja bilo je reči o uticaju orografskih prepreka na vazdušnu struju većih razmera. Međutim, uz to uređeno kretanje vazduha gde se polje vetra sporo menja, u planinskim oblastima se javlja i cirkulacija manjih razmera. Ta cirkulacija manjih razmera nema znatnijeg uticaja na formiranje makrosinoptičkih procesa ali je od velike važnosti za karakter vremena u manjim oblastima.

Takav tip cirkulacije je planinski i dolinski vetar. Ona ne samo da remeti polje strujanja u prizemnom sloju već utiče i na hod drugih meteoroloških elemenata.

Planinski i dolinski vetrovi su najbolje razvijeni kada je mirno vreme, tj. kada odsustvuju kretanja vazduha većih razmera u planinskim oblastima. Mehanizam ovog tipa cirkulacije se sastoji u sledećem. Kada izađe Sunce planinske padine počinju da se zagrevaju dok u dolini leži nataložen hladan vazduh i vlada potpuna tišina. Već posle dva-tri časa po izlasku Sunca pojavljuju se udari vetra koji počinje da duva uz dolinu ka vrhu planine. Ubrzo zatim vetar postaje postojan i maksimalnu brzinu dostiže između 12—14 časova .Brzina ovog dolinskog vetra* obično se kreće od 4—7 m/sec. Međutim, sa visinom ona se brzo povećava i dostiže maksimum na visini 100—300 m. Dalje u visinu iznad tog nivoa vetar sporo slabi do visine vrhova koji okružuju dolinu. Iznad vrhova teče vazdušna struja, koja vlada u slobodnoj atmosferi iznad te oblasti. Pred zalazak Sunca radijacioni bilans na površini Zemlje postaje blizak nuli, vetar slabi i u dolini se ponovo uspostavlja tišina. Uskoro posle zalaska Sunca počinje intenzivno izračivanje planinskih strana i hlađenje vazduha. Tako rashlađen vazduh počinje da se spušta i javlja se vetar niz dolinu. U početku brzina ovog vetra je mala (1—2 m/sec). Međutim, sa vremenom se debljina sloja u kome vetar duva povećava i brzina vetra pojačava tako da na visini od 50—200 metara dostiže maksimalnu brzinu od 6—8 m/sec, a zatim se sa visinom ponovo smanjuje. Ovaj planinski vetar duva sve do ujutru uz znatno kolebanje u brizini.

Planinsko-dolinska cirkulacija ima izrazit sezonski hod. U toku zime kad je bilans zračenja u toku noći i većeg dela dana negativan planinski vetar preovlađuje dok je dolinski znatno slabiji i traje svega nekoliko časova u toku popodneva. Za vreme letnjih meseci odnos planinskog i dolinskog vetra je obrnut, tj. dolinski znatno nadjačava planinski.

Ova lokalna cirkulacija značajna je i po tome što utiče na dnevni hod ostalih meteoroloških elemenata. Tako, npr. pojava konvekcije i oblačnosti vertikalnog razvitka u toku dana vezana je sa uzlaznom strujom uz planinske padine a njihovo iščezavanje sa slabljenjem toga vetra. Na dnevnom hodu temperature može se videti brz porast temperature po izlasku Sunca u prizemnom sloju gde vlada tišina. Ali sa prvim udarima dolinskog vetra u vezi sa pojačanjem vertikalnog mešanja i adijabatskog hlađenja porast temperature se usporava i postaje ujednačen. Sniženje temperature predveče ide dosta brzo pojačavajući se pri prvim udarima planinskog vetra. Međutim, ovo sniženje ne traje dugo jer vazdušna struja koja teče niz planinske padine vremenom se pojačava i u njegovu cirkulaciju se uvlače viši slojevi tako da se ova planinska struja pretvara u fen. Zbog toga u prva dva časa može doći čak i do porasta temperature i smanjenja relativne vlage. Ovaj relativno topli vetar traje svu noć i sprečava da minimum temperature bude tako izrazit kakav bi inače bio da ova lokalna cirkulacija nije razvijena.

Kada se neki izrazitiji barski ili drugi sistem velikih razmera približava planinskoj oblasti sistem lokalne cirkulacije slabi ili se potpuno narušava. To je najčešće slučaj pri približavanju ciklona i prodoru hladnog fronta.

Ukoliko se ne poznaju dovoljno lokalni sistemi strujanja mogu se često praviti ozbiljne greške u analizi stanja atmosfere. Kao primer može se navesti da dnevna promena pravca vetra i pojačan razvoj konvektivne oblačnosti zbog strujanja vazduha uz dolinu i uzdizanja uz planinske strane, može biti smatrano prolaskom fronta preko tog područja. Moguće su i mnoge druge slične greške. Prema tome od meteorologa se traži da lokalne vremenske uslove, naročito za područje za koje daje prognozu, što bolje poznaje.

* Prema merenjima izvršenim u oblasti Karpata i dolinama Zapadnog Pamira.

13.4. **Uticaj reljefa na razvoj oblačnosti i padavina.** Pored termičkog uticaja Zemljina površina vrši i dinamički uticaj na vazduh. Ovaj uticaj se sastoji iz uticaja reljefa Zemljine površine na kretanja vazduha u atmosferi. Vazdušna struja pri nailasku na orografsku prepreku obilazi je ili se pak prebacuje preko nje. To dovodi do promena u polju vetra i drugih karakteristika vezanih za promene polja strujanja.

Pri nailasku horizontalne vazdušne struje na orografsku prepreku javlja se vertikalna komponenta brzine vazdušne struje usmerena naviše. Po prelasku orografske prepreke vertikalna komponenta menja znak, tj. uzlazno kretanje se smenjuje silaznim. Ova vertikalna komponenta brzine na površinu orografske prepreke je

$$W = u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y}. \tag{13.4.1}$$

Ovde su u i v horizontalne komponente brzine vazdušne struje, x i y horizontalne koordinate pravouglog koordinatnog sistema a $h=h\,(x,y)$ visina orografske prepreke. U jednostavnom slučaju, kada se razmatra opticanje vazduha oko orografske prepreke, koja je pod pravim uglom na vazdušnu struju, jednačina (13.4.1) dobija jednostavniji oblik

$$W = V \cdot \mathrm{tg}\,\varphi$$

gde V označava brzinu vazdušne struje, a φ ugao nagiba padine orografske prepreke u datoj tački prema horizontalnoj ravni.

Kao što je poznato razvoj oblačnosti i padavina vezan je za vertikalno kretanje vazduha. Prema tome uticaj reljefa na oblačnost i padavine biće izražen kroz dopunsku vertikalnu komponentu brzine proizvedenu orografskom preprekom. Pri razmatranju razvoja slojasto-kišnih oblaka i izlučivanja padavina iz njih treba pored karakteristika vlažnosti uzeti u obzir i raspodelu vertikalnih brzina većih razmera u nižoj i srednjoj troposferi.

Na navetrenim stranama orografskih prepreka javlja se pojačanje uzlaznih kretanja koja stvaraju pogodne uslove za razvoj oblačnosti i izlučivanje padavina. Na zavetrenim stranama gde se pojačavaju silazna kretanja oblaci se rasplinjavaju i padavina obično nema.

Gornje razmatranje se odnosi na slučaj kada je $W \neq 0$. Međutim, i u slučajevima kada je $W=0$ mogu se očekivati padavine. Ovo iz razloga što se na nekim visinama iznad tla mogu javljati uređena vertikalna kretanja kao i kretanja koja su uslovljena turbulentnim trenjem. Pri postojanju orografske prepreke pogranični sloj se nalazi na većoj visini gde je prostorna promena gradijenta pritiska veća pa će u saglasnosti sa tim i vertikalne brzine koje se jave biti veće. Pored toga, povećanje brzine vetra na višini gornje granice pograničnog sloja dovodi do pojačanja turbulentne razmene što takođe doprinosi povećanju vertikalnih brzina uslovljenih trenjem nad planinom u odnosu na uslove koji postoje u ravnici.

U ciklonskim oblastima gde je laplasijan prizemnog pritiska pozitivan istiskivanje pograničnog sloja na veće visine sprovodi se intenzifikacijom uzlaznih kretanja. To sa svoje strane dovodi do razvoja oblačnosti i padavina. Za razliku od slučaja kada je vazdušna struja normalna na orografsku prepreku u razmatranoj situaciji uslovi koji pogoduju razvoju oblačnosti i padavinama mogu se osmotriti na obema stranama orografske prepreke. Pri anticiklonskom iskrivljenju izobara, tj. kad je laplasijan prizemnog polja pritiska negativan, biće pojačane suprotne tendencije.

Napred smo videli da pri prelasku vazdušne struje preko orografske prepreke vertikalna brzina menja znak. To znači da orografija utiče ne samo na stimuliranje

razvoja oblaka i padavina već i na njihovo slabljenje. Tako se na zavetrenim stranama planinskih masiva često može osmotriti da preko njih prelazi front sa razbijenom oblačnošću i znatno smanjenim padavinama u zoni koja može biti široka nekoliko stotina kilometara.

Naprotiv, na privetrinskim stranama planina mogu se obrazovati padavine unutar vazdušne mase. Vrlo često na privetrinskim stranama se zapaža pojačavanje frontova, koje se ogleda u proširenju zone i pojačanju intenziteta padavina. U ovim procesima odlučujuća uloga pripada ranije rasmotrenim faktorima koji dovode do orografskih ulaznih kretanja. Ipak nije dovoljno da se uzmu u obzir faktori u analizi i prognozi obrazovanja oblaka, naročito pri malim vrednostima relativne vlažnosti vazduha. Stvar je u tome, što ukoliko je zona uzlaznih kretanja proizvedenih orografijom nepokretna, to nezasićene čestice vazduha mogu proći tu zonu nedostigavši zasićenje. Procesi stvaranja oblačnosti na orografskim preprekama i proširenje oblačnih sistema na nivoima iznad orografske prepreke zavise od trajanja zadržavanja čestica vazduha u zoni uzlaznih kretanja i u vezi sa tim od pravca i brzine vetra na visinama izvan orografskog sloja vazduha, a takođe od vertikalne stabilnosti vazdušne mase.

Zona vertikalnih brzina uslovljenih orografskom preprekom obično je izdužena duž njene navetrene strane. Prema tome najpogodnija sinoptička stanja za obrazovanje padavina su ona pri kojima duva pri dnu jak vetar usmeren ka orografskoj prepreci a na visini je vetar slab i paralelan osi prepreke na nivoima iznad vrhova orografske prepreke. Time se objašnjava to što se često mogu osmotriti orografske padavine kada se iznad planinske oblasti nalazi visinska depresija sa slabim gradijentima pritiska.

Stanja koja su ovde prikazana osmotrena su najčešće pri prolasku frontova pod znatnim uglom u odnosu na osu orografske prepreke u tim slučajevima kada je na navetrenim delovima planine termički vetar usmeren od prepreke.

Sa ove slike se vidi da je dolina u prizemlju tako orijentisana da vetar ispred fronta V_t duva normalno na osu planinskog masiva. Termički vetar V_t ima komponentu koja je usmerena od orografske prepreke. Kao zbir vektora vetra u prizemlju i termičkog vetra vetar na visini V_t usmeren je duž zone uzlaznih kretanja na privetrinskoj strani planine.

Kod nailaska hladnih frontova na orografsku prepreku često dolazi do tako snažnog uticaja orografije da se na napadnoj strani razviju pljuskovite padavine i oluje. Ovi pljuskovi i oluje ne javljaju se samo u zoni hladnog fronta već i u hladnoj masi na znatnom odstojanju od linije fronta. To pokazuje koliko važan faktor predstavlja uticaj orografije na formiranje oblačnosti i padavina.

13.5. **Orografski uticaji na vreme u Jugoslaviji.** Orografija u Jugoslaviji kao i planinski masivi u njenoj bližoj okolini predstavljaju odlučujući faktor za razvoj vremena u našoj zemlji. Međutim, zavisnost vremena od orografije u našoj zemlji je dosad opisivana i istraživana uglavnom sa stanovišta opštih karakteristika orografskog uticaja na vreme. Mnogobrojni lokalni uticaji na vreme i dinamiku procesa manjih razmera ostali su još uvek nedovoljno proučeni. Dosad najpotpunija studija koja tretira uticaj orografije na razvoj vremena u našoj zemlji predstavlja rad Čadeža (1964) »Vreme u Jugoslaviji«. Posebna vrednost ovog rada je što uticaj orografije razmatra sa dinamičke tačke gledišta. Zbog toga će se ovaj prikaz orografskih uticaja na vreme u Jugoslaviji najvećim delom oslanjati na pomenuti rad Čadeža.

Najpre ćemo razmotriti karakteristike najizrazitijih lokalnih vetrova uslovljenih orografijom u našoj zemlji. Čest je slučaj, naročito u hladnoj polovini godine, da se izvrši prodor hladnog vazduha sa severozapada, severa ili severoistoka u našu zemlju. Tada je obično vazdušni pritisak u unutrašnjosti naše zemlje viši od pritiska iznad zapadnog Sredozemlja i Jadranskog mora. Hladan vazduh se širi preko naše

zemlje prema Jadranskom moru ali biva zadržan na privetrinskim stranama planinskih masiva koji se pružaju duž istočne obale Jadranskog mora. Kada hladna vazdušna masa na privetrinskim stranama ovih orografskih prepreka dostigne dovoljnu visinu počinje da se prebacuje preko planinskih prevoja na drugu stranu. Spuštajući se niz padinu planine ovaj vazduh dobija na kinetičkoj energiji i u podnožje stiže kao snažan, hladan i suv vetar koji je dobio naziv bura. Bura se javlja duž cele naše jadranske obale ali najjači intenzitet dostiže na padinama Velebita, naročito u oblasti Senja. Ona često potpuno omete plovidbu na moru. Na sl. 13.5.1 prikazana je vremenska situacija pri kojoj duva bura na našem Primorju.

Drugi lokalni vetar koji se javlja takođe na našem Primorju je poznat pod nazivom jugo. Opšti atmosferski uslovi za pojavu ovog vetra je postojanje gradijenta pritiska na Jadranskom moru koji je usmeren od istoka na zapad. Ovaj uslov je skoro uvek ispunjen kad postoji ciklon u zapadnom Sredozemlju, što je kao što znamo čest slučaj.

Duvajući preko vodene površine Jadranskog mora od juga prema severu duž istočne jadranske obale zbog planinskih masiva jugo ima jugoistočni pravac. Pri tome jedna njegova komponenta je usmerena na orografske prepreke tako da se vlažan mediteranski vazduh uzdiže uz planinske strane. To je razlog što je pri pojavi juga u Primorju oblačno sa ponekad vrlo intenzivnim padavinama. Jedan primer opšte sinoptičke situacije i vremena na našem Primorju pri duvanju juga prikazan je na sl. 13.5.2.

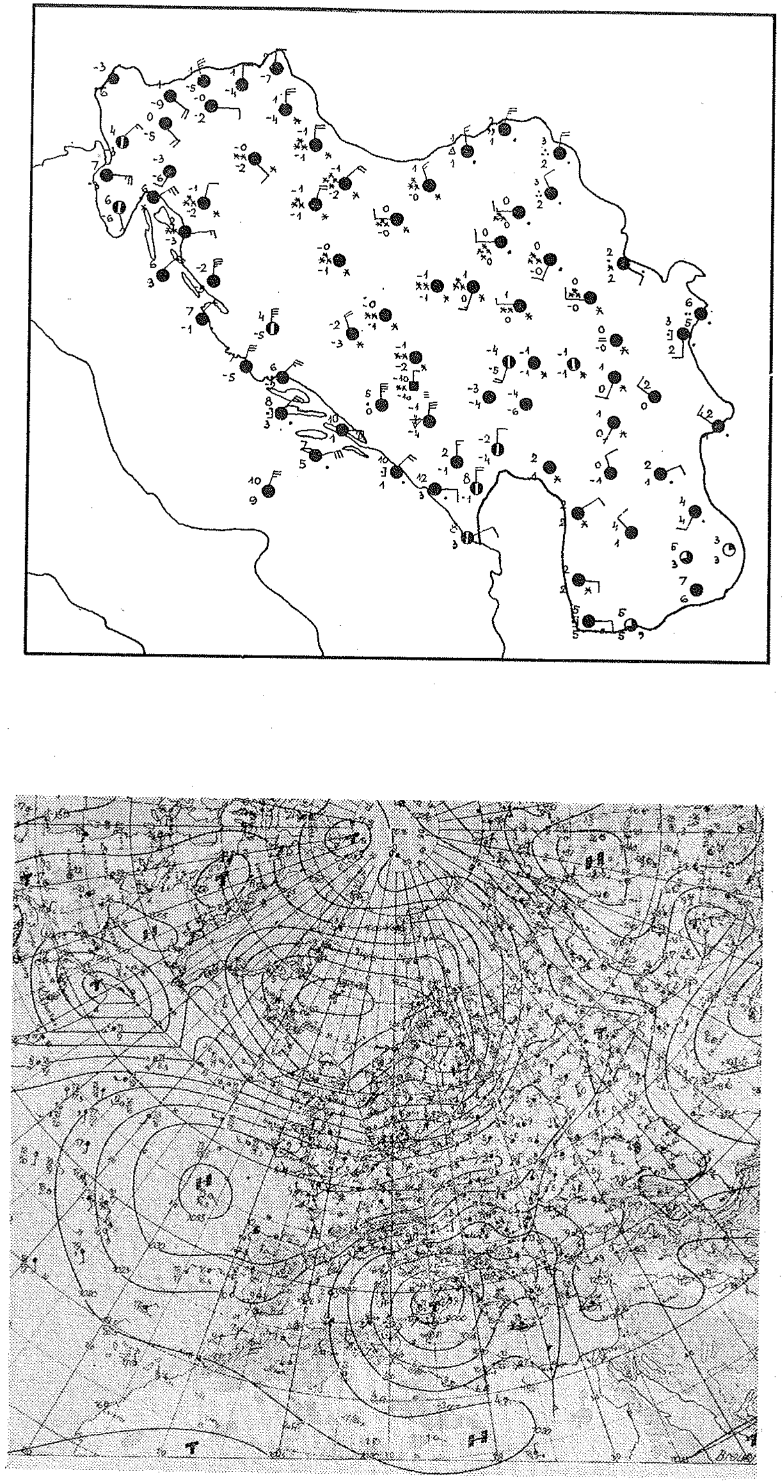
Treći značajan lokalni vetar vezan za orografiju javlja se u oblasti Pomoravlja i Podunavlja. Ovaj vetar nosi ime košava i pretežno se javlja u hladnoj polovini godine. On postaje na dva različita načina (Čadež, 1954). Prvi način njegovog postanka je prodiranje veoma hladnog vazduha koji se nagomilao istočno od Karpata u Timočku Krajinu. Kad se dovoljno nagomila u ovoj oblasti hladan vazduh počinje da se prebacuje preko Homoljskih planina na zapad. Tada se u Pomoravlju i Podunavlju pojavi hladan slapovit vetar sličan buri.

U drugom slučaju zbog niskog pritiska na zapadu (najčešće u zapadnom Sredozemlju) a visokog na istoku (iznad Ukrajine i Besarabije) uspostavi se gradijent pritiska takav da se preko Homoljskih planinina prebacuje topao vazduh koji dolazi sa juga. Tada se u Pomoravlju i Podunavlju pojavi umeren jugoistočni vetar koji zbop fenskog efekta predstavlja suv i topao vetar. Za razliku od prvog ovaj tip vetra se zove topla košava.

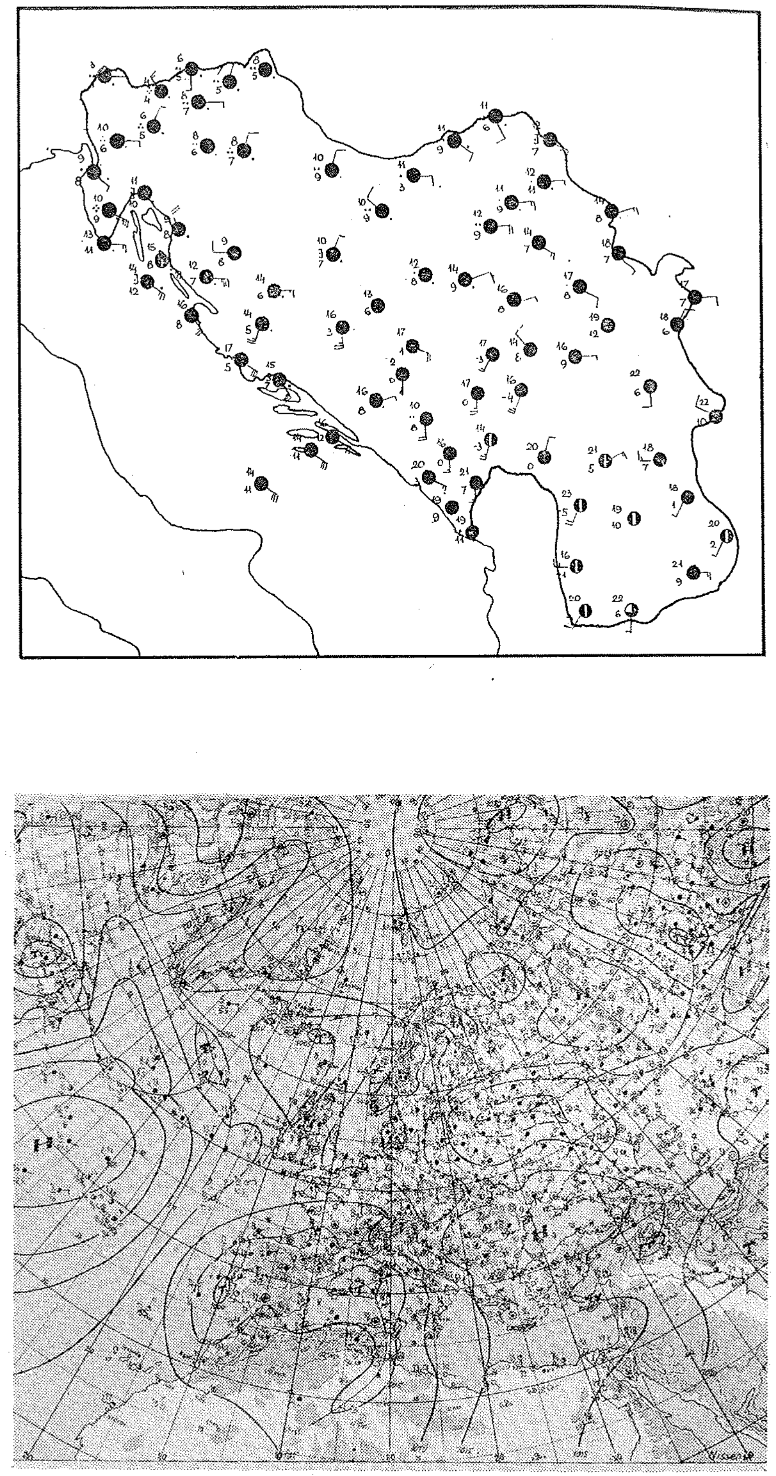
Košava je bila predmet proučavanja niza autora. Dosad najkompletniju statistističku studiju o košavi dao je M. Milosavljević (1950). Na sl. 13.5.3 i 13.5.4 prikazane su dve situacije koje pokazuju opšte uslove za hladnu i toplu košavu.

Nešto ređi i slabiji po intenzitetu od prethodna tri je vetar nazvan vardarac. On se javlja kada je nad Egejskim morem oblast niskog a iznad centralnih delova Evrope visok pritisak. Tada je zbog kanalisanosti orografijom vetar usmeren dolinom Vardara sa severozapada na jugoistok. Ovaj vetar se takođe najčešće javlja u hladnoj polovini godine, hladan je, suv i slapovit. Opšta sinoptička situacija pri kojoj se javlja vardarac je prikazana na sl. 13.5.5.

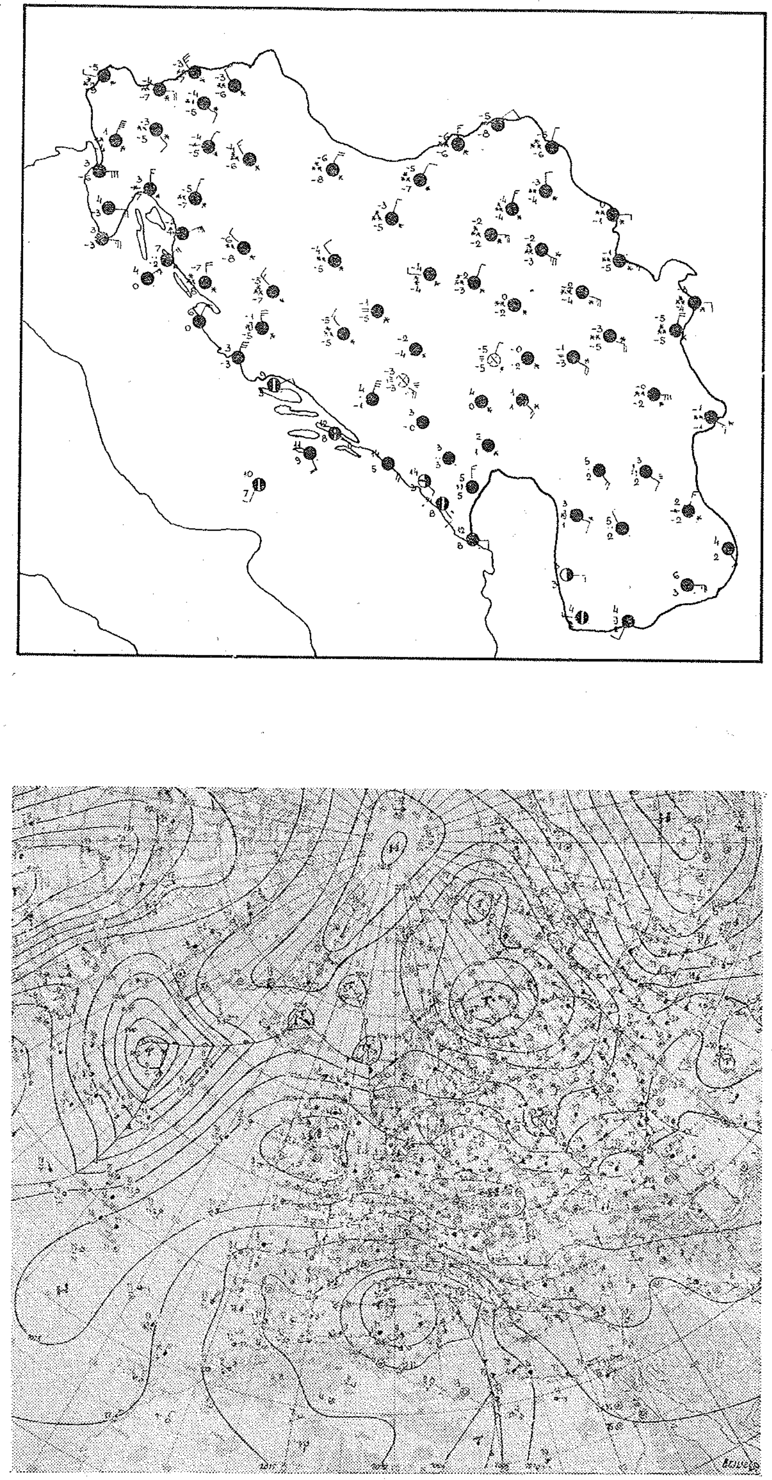
Postoje i drugi manje poznati lokalni vetrovi u našoj zemlji uslovljeni orografijom, kao npr. zagorac u Timočkoj Krajini itd. Oni se takođe najčešće pojavljuju kad se vrši prodor hladnog vazduha. S druge strane pojava fena u našoj zemlji je dosta česta i rasprostranjena. U najizrazitijoj formi se javlja u Sloveniji pri prebacivanju vazduha preko planinskih masiva Alpa. Zatim dolaze istočni ogranci Dinarida preko kojih se prebacuje topla jugozapadna struja. Ovaj fen je često vrlo izrazit u severnim i centralnim delovima Bosne ali se ponekad njegovo dejstvo oseća u većem delu Srema i Vojvodine. Jedna takva situacija je prikazana na sl. 13.5.6.



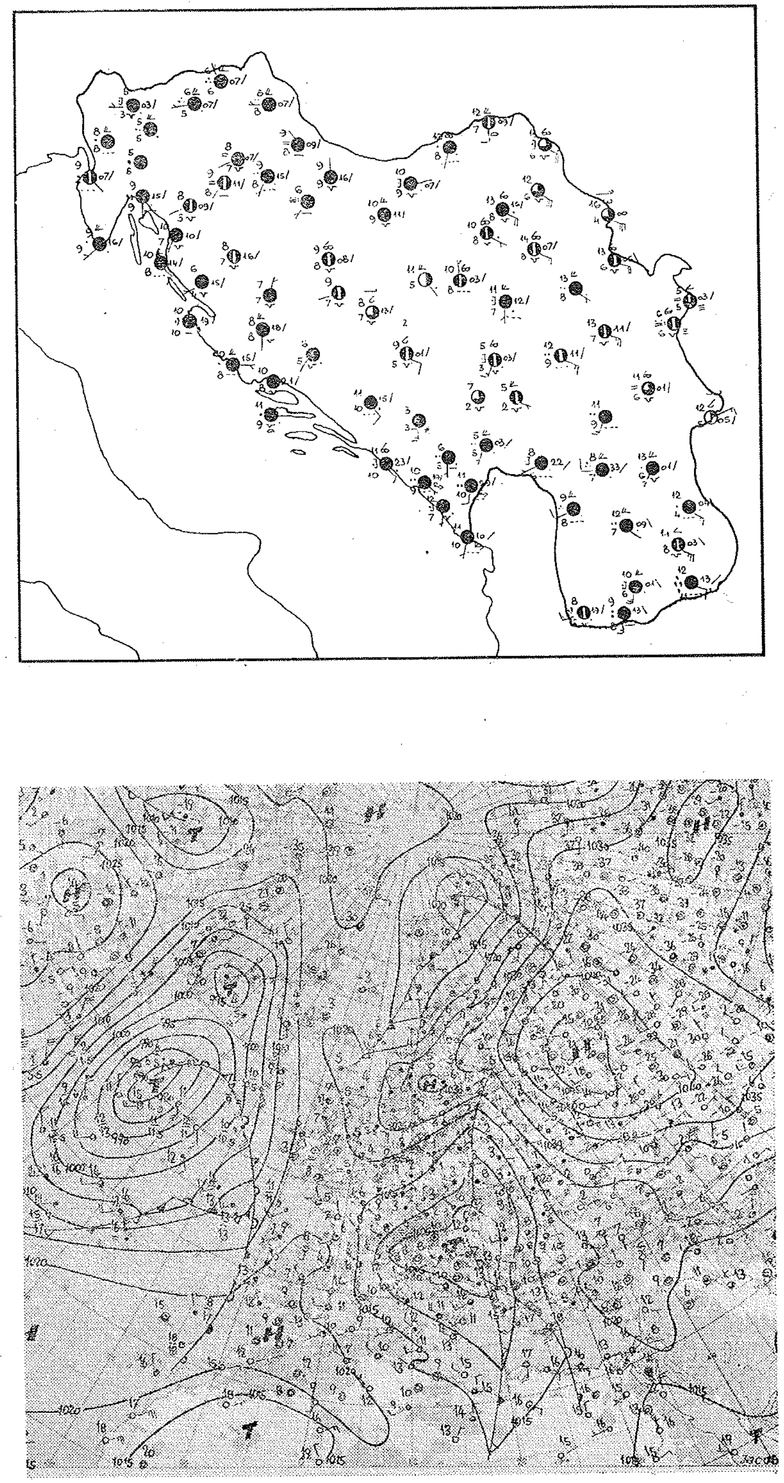
Sl. 13.5.1. Sinoptička situacija pri kojoj duva bura na obali Jadranskog mora



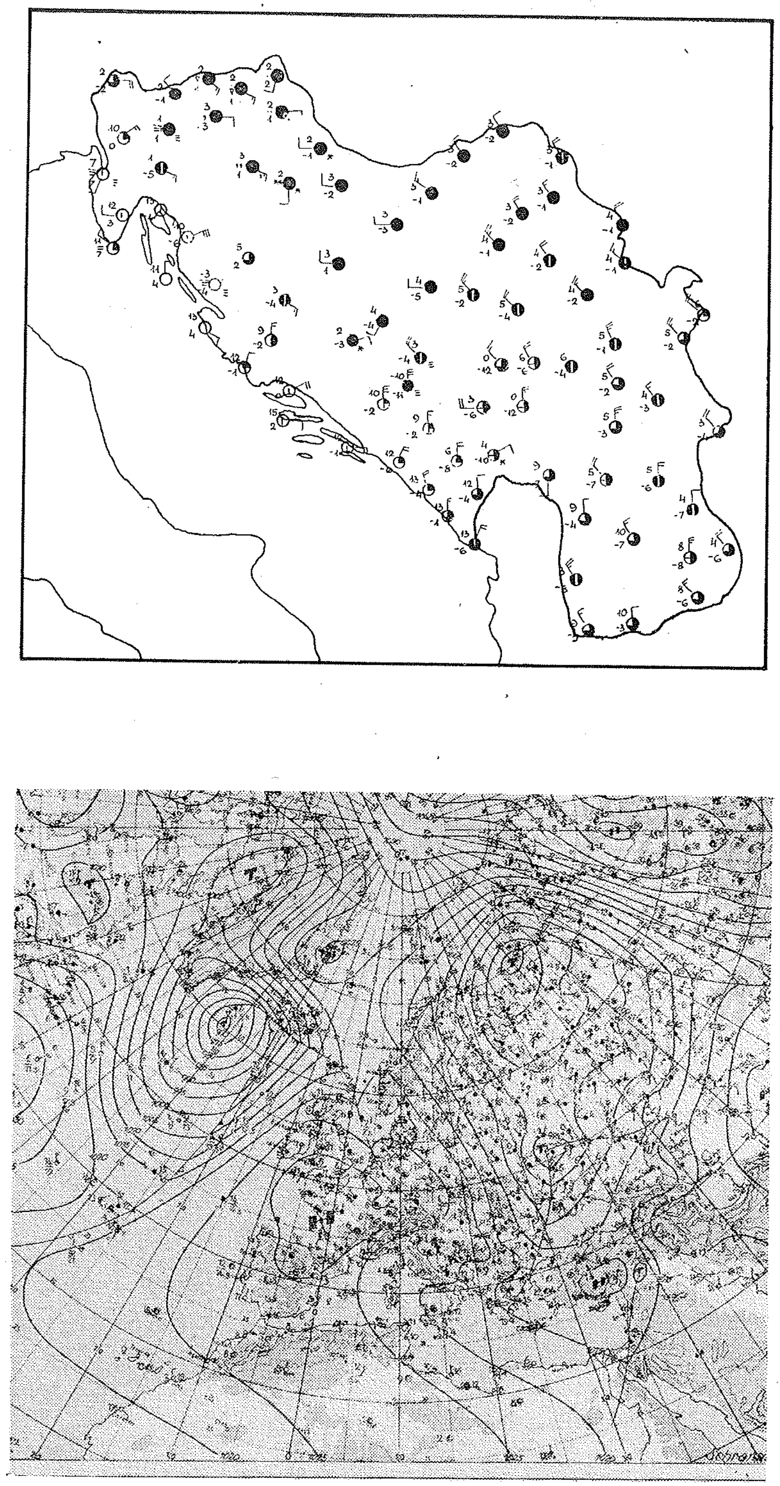
Sl. 13.5.2. Sinoptička situacija i vreme pri duvanju juga



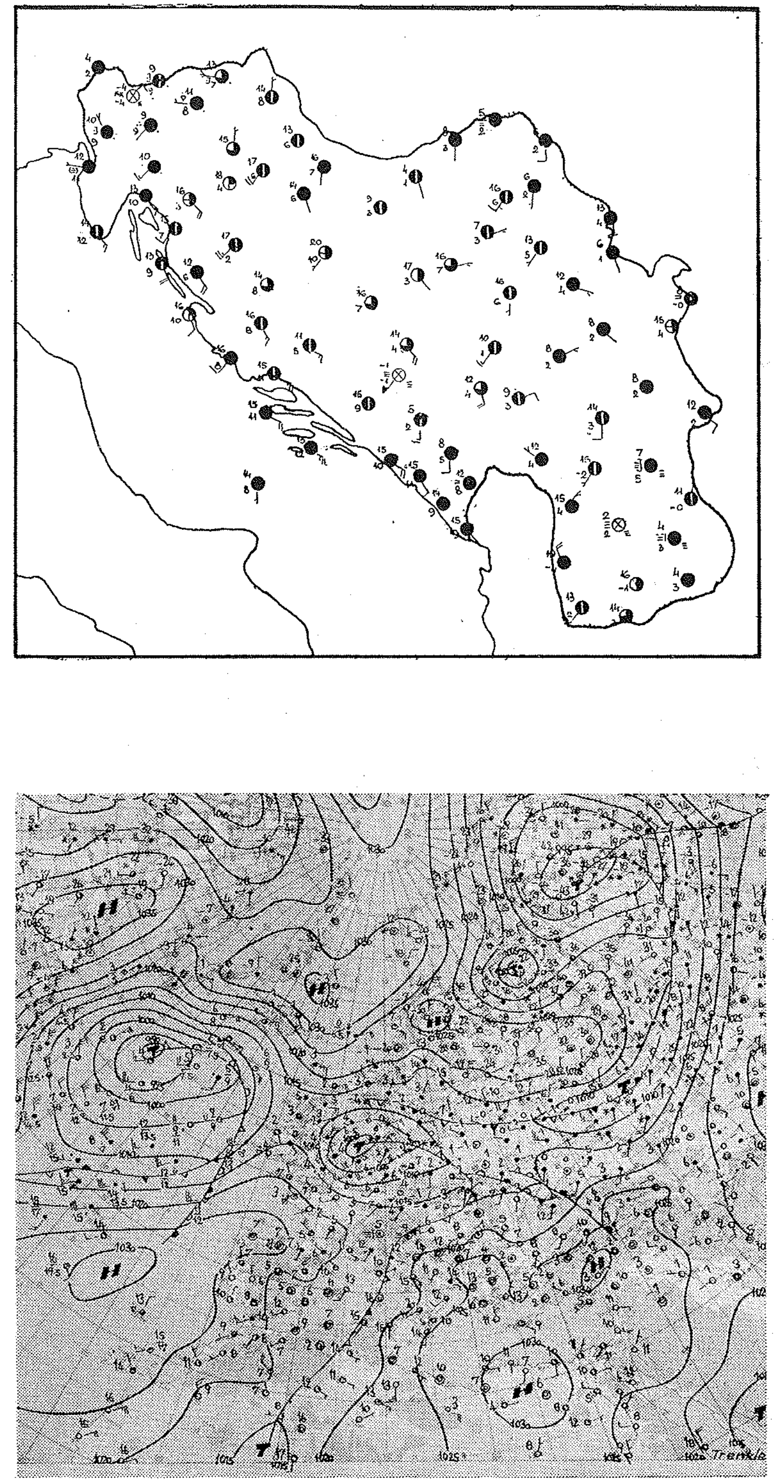
Sl. 13.5.3. Sinoptička situacija pri kojoj duva hladna košava



Sl. 13.5.4. Sinoptička situacija pri kojoj duva topla košava



Sl. 13.5.5. Sinoptička situacija pri kojoj duva vardarac

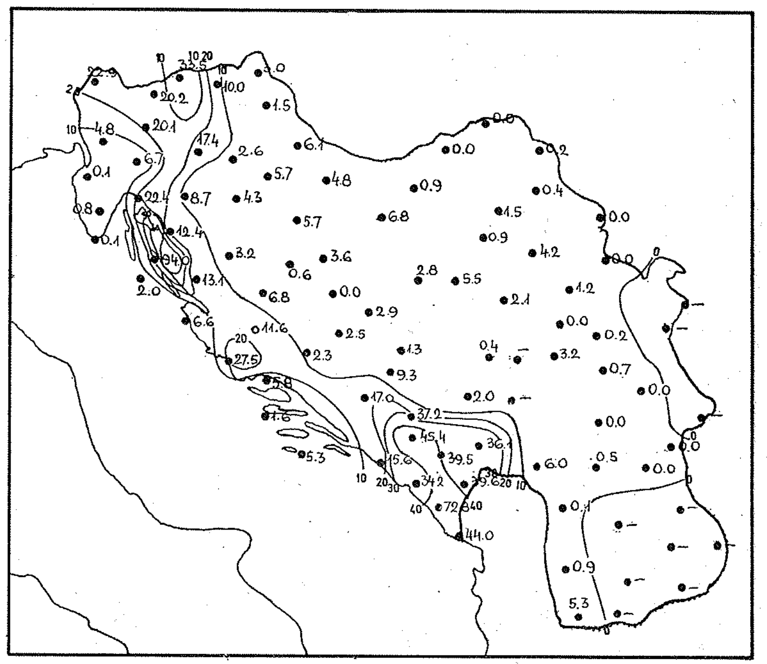


Sl. 13.5.6. Fen na padinama Dinarida

Druge važne pojave uslovljene orografijom kao što su zone zastoja, zavetreni talasi, planinski i dolinski vetar, jezera hladnog vazduha itd. kao što je pokazao Čadež (1964) su brojne i još uvek nedovoljno proučene u našoj zemlji.

Karakterističan je uticaj orografije na frontalne površine, naročito pri hladnim prodorima, koji se premeštaju preko naše zemlje. Taj uticaj se ogleda u dva osnovna vida: 1) usporavanja ili potpunog zaustavljanja premeštanja granične površine i 2) deformacije oblika dela granične površine koji je naišao na orografsku prepreku. Usporavanje i deformacija uglavnom zavise od smera kretanja hladnog fronta i stabilnosti hladne vazdušne mase koja se širi iza hladnog fronta. Nekoliko tipičnih primera deformacije hladnih frontova na orografskim preprekama u našoj zemlji prikazano je u radovima Čadeža (1961, 1964) i knjizi Lalića (1962).

S obzirom na ogroman uticaj orografije na strujno polje u donjem delu troposfere u našoj zemlji normalno je očekivati da i raspodela padavina kao funkcija strujnog polja u najvećoj meri zavisi od orografskih karakteristika. Stoga kad se posmatra raspodela padavina za bilo koji period (dan, mesec, sezonu ili godinu) vidi se da slika odražava dinamiku proizvedenu strujnim poljem i orografijom. Tako su upadljivo izražena tri centra maksimalnih količina padavina, koja se nalaze: 1) u Krivošijama iznad Boke Kotorske, 2) u oblasti Velebita i severno od Rijeke na južnim padinama planina Risnjaka i Snežnika i 3) u Julijskim Alpima. U ovim oblastima je uzdizanje vlažnog mediteranskog vazduha najintenzivnije pri južnoj struji. Jedan primer raspodele padavina pri južnoj struji u toku jednog dana prikazan je na sl. 13.5.7.



Sl. 13.5.7. Primer neravnomerne raspodele padavina kao posledica uticaja orografije

LITERATURA

B e r a n, D. W., 1966: *Large amplitude lee waves and chinook winds*, Colorado State University, Fort Collins, Atmospheric Science Technical Paper No. 75, 93;

Č a d e ž, M., 1961: *Quelques influences des obstacles orographiques sur les d'air*. Geof. e Meteorol., IX, 23—27;

Č a d e ž, M., 1963: *Uticaj dinamičkog hlađenja i zagrevanja u orografskim zonama zastoja na nestabilnost atmosfere*, 75. godišnjica opservatorije u Beogradu, HMZ SRS, Beograd, 167—171;

Č a d e ž, M., 1964: *Vreme u Jugoslaviji*, Meteorološki zavod PMF u Beogradu, Pasprave 4, 83;

H a n n, J., 1903: *Handbook of Climatology* (prevod na engleski: X. R. de C. Ward), The Macmillan Co., London, 437;

L a l i ć, D., 1962: *Sinoptička meteorologija*, SUHMZ, Beograd;

M i l o s a v l j e v i ć, M., 1950: *Fizičke osobine vetrova u Beogradu*, Beograd, Naučna knjiga, 67.

D E O III

NOVIJA SREDSTVA I METODI ANALIZE VREMENA

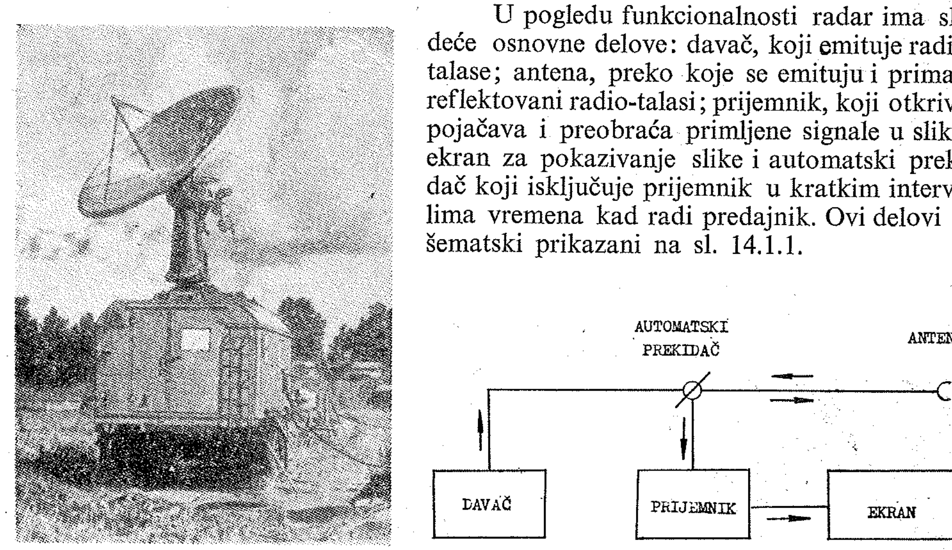
GLAVA XIV

METEOROLOŠKI RADARI

14.1. **Princip rada i tehničke karakteristike.** Meteorološki radar je sredstvo za otkrivanje objekata u atmosferi pomoću elektromagnetskih talasa. Pod objektom u ovom smislu se podrazumeva sve ono u atmosferi od čega se vraća prijemniku iznos energije koji se može izmeriti. Takvim objektima smatraju se u meteorologiji kapljice kiše, kapljice oblaka, čestice leda, pahuljice snega, čestice aerosola i oblasti sa gradijentima velikog indeksa prelamanja.

Rad radara zasniva se u principu na prostiranju elektromagnetskih talasa u prostoru. Za praktične svrhe se uzima da se elektromagnetski talasi prostiru brzinom svetlosti i pravolinijski. Prema tome, kad se emituju elektromagnetski zraci u prostor, moguće je pomoću antene primiti nazad snop reflektovanih elektromagnetskih zrakova. Po pravcu iz koga reflektovani zraci dolaze određuje se pravac u kojem se nalazi objekat u atmosferi a po dužini intervala vremena između emitovanja radio-energije i prijema reflektovanog signala daljina istog objekta.

U pogledu funkcionalnosti radar ima sledeće osnovne delove: davač, koji emituje radio-talase; antena, preko koje se emituju i primaju reflektovani radio-talasi; prijemnik, koji otkriva, pojačava i preobraća primljene signale u sliku; ekran za pokazivanje slike i automatski prekidač koji isključuje prijemnik u kratkim intervalima vremena kad radi predajnik. Ovi delovi su šematski prikazani na sl. 14.1.1.



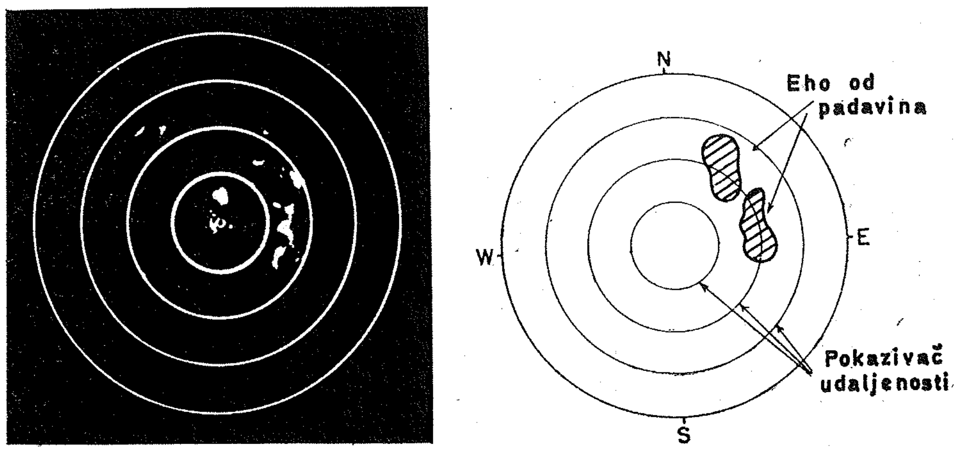
Sl. 14.1.1. Meteorološki radar MRL-1 i opšta blok-šema radara

Frekvencija na kojoj radar radi je fiksna i zavisi od namene. Frekvencije na kojima rade meteorološki radari nalaze se u granicama od 1500 do preko 30.000 megacikla u sekundu. Umesto frekvencije češće se koristi talasna dužina, pa bi radio-talasi u ovom opsegu frekvencije imali talasnu dužinu od 1 do 20 cm.

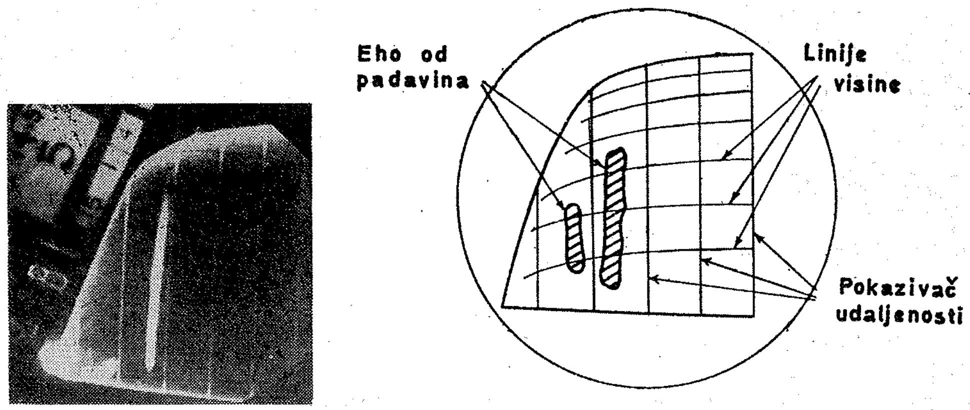
Odnos talasne dužine i veličine delića od kojeg se radio-talas odbija je u pravoj srazmeri. To znači, da bi bile primećene za veće čestice potrebni su radio-talasi sa većim talasnim dužinama i obratno. Kao primer navešćemo da radio-talasi sa talasnom dužinom preko 10 cm mogu da se reflektuju samo od krupnih kapljica kiše i zrna grada, dok se radio-talasi sa talasnom dužinom manjom od 1 cm reflektuju od sitnih kapljica oblaka i magle.

Meteorološki radari u najpotpunijem sastavu imaju tri ekrana. To su: ekran horizontalnog preseka ili panoramski ekran (PPI — plan-position indicator), ekran vertikalnog preseka (RHI — range-height indicator) i ekran za pokazivanje snage reflektovanih signala (amplitudni ili A - ekran).

Panoramski ekran pokazuje raspored oblaka i zona padavina u horizontalnoj ravni na rastojanju od nekoliko desetina do nekoliko stotina kilometara od radara. Na ovom ekranu se mogu golim okom određivati pravac i brzina kretanja kao i razvoj oblačnih sistema i lokalnih nepogoda. Stoga se ovaj ekran smatra osnovnim i koristi se najviše od sva tri ekrana na meteorološkom radaru. Izgled panoramskog ekrana je prikazan na sl. 14.1.2.



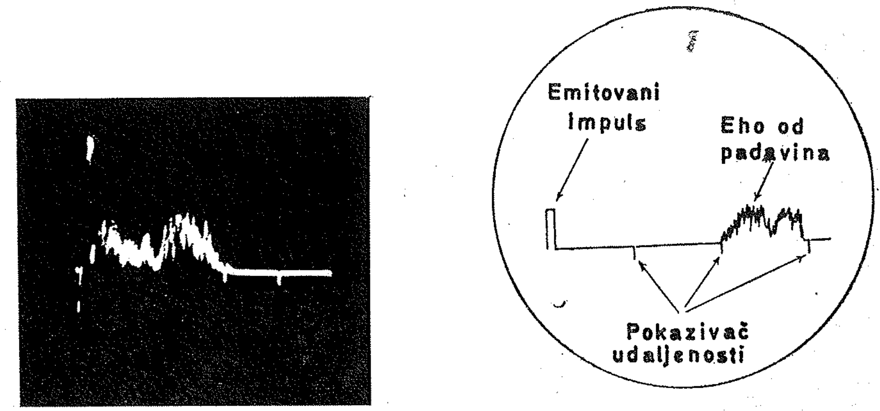
Sl. 14.1.2. Panoramski ekran (PPI) (Battan, 1960)



Sl. 14.1.3. Ekran vertikalnog preseka (RHI) (Battan, 1960).

Pomoću ekrana vertikalnog preseka određuje se visina gornje i donje granice oblaka, njihova forma na vertikalnom preseku u određenom pravcu i zone padavina. Na ovom ekranu, kao i na panoramskom, intenzitet slike odgovara snazi reflektovanih signala. To na ekranu vertikalnog preseka daje uvid u strukturu oblaka i padavina. Zbog toga se ovaj ekran naročito uspešno koristi u proučavanju fizike oblaka i padavina. Na slici 14.1.3 prikazan je ekran vertikalnog preseka.

Amplitudni ekran, prikazan na sl. 14.1.4 predstavlja jednu vrstu osciloskopa, slično onom koji se koristi za vežbe u fizičkim i elektronskim laboratorijama. Ovaj ekran se koristi za označavanje izvora energije koja elektromagnetskim talasima dospeva u prijemnik i za kvantitativno određivanje snage reflektovanih talasa. Pomoću ovog ekrana se može odrediti priroda i veličina prepreke od koje se radio-talas odbija.



Sl. 14.1.4. Amplitudni ekran (Battan, 1960.)

14.2. **Organizacija i obavljanje radarskih osmatranja.** Pri izboru mesta za postavljanje radara treba voditi računa da u horizontalnoj ravni u svim pravcima bude što veća preglednost. Takođe se moraju izbeći ili ukloniti objekti iz neposredne blizine koji nadvisuju antenu rada. Na taj način se izbegavaju stalni odrazi na ekranima.

Kada je mesto za postavljanje radara izabrano, onda je potrebno da se izvrši nivelisanje radara u horizontalnoj ravni, i to po pravcima u skladu sa skalom na anteni radara. Nivelisanje se vrši pomoću repernih tačaka od kojih se dobija odraz na panoramskom ekranu. Njihovo rastojanje od radara treba da je poznato i poželjno je da bude 3—5 km. Radi obezbeđenja tačnosti radarskih osmatranja potrebno je periodično vršiti proveru orijentacije radara. Kada je radar orijentisan i potpuno pripremljen za rad, onda se pri potpuno vedrom vremenu fotografiše panoramski ekran da se utvrde stalni odrazi okolnih predmeta i drugih prepreka koji se odražavaju na panoramskom ekranu. Pomoću ove fotografije moguće je na panoramskom ekranu praviti razliku između stalnih odraza i odraza koji su posledica postojanja meteoroloških objekata u atmosferi (oblaci, padavine, i dr.).

Osmatranja na meteorološkom radaru počinju najpre posmatranjem panoramskog ekrana, i to u krugu sa najvećim poluprečnikom. Kod snažnijih meteoroloških radara koji se proizvode poslednjih godina poluprečnik kruga koji se vidi na panoramskom ekranu iznosi 300 km.

Kada se primete odrazi meteoroloških objekata, svetlosnim regulatorom se podešava da isti budu što jasniji na ekranu. Razmera na ekranu se bira prema uda-

ljenosti meteoroloških objekata od ekrana. Zatim se vrši klasifikacija ovih objekata i određuju njihove osobenosti.

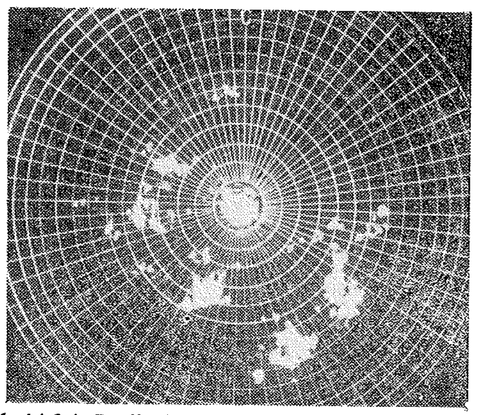
Za određivanje vertikalne razvijenosti oblačnog sistema ili neke druge meteorološke pojave koristi se ekran vertikalnog preseka. U tom cilju najpre se izabere pravac u horizontalnoj ravni, obično kroz centar oblačnog sistema, pa se antena usmerava od 0 do 90° i obratno. Visina vertikalne razvijenosti oblačnog sistema se dosta jednostavno određuje pomoću linija koje označavaju razmeru na vertikalnom preseku.

Tendencija razvoja oblačnog sistema ili neke druge meteorološke pojave koja daje odraz na ekranima radara može se najbolje odrediti na ekranu A pomoću vremenskog hoda snage odraznih signala. Pri tome se vodi računa o geometrijskim razmerama odraza na prva dva ekrana. Kada se istovremeno povećavaju geometrijske razmere odraza meteorološkog objekta i snaga signala sa vremenom, posmatrani atmosferski proces se razvija i obrnuto — slabi. Ove promene se određuju najčešće grafički tako što se u jednom trenutku obeleže na ekranima ili odgovarajućim planšetama konture odraza. Posle određenog intervala vremena postupak se ponovi pa se onda posmatra promena koja se desila u datom intervalu vremena. Na sličan način se određuje i pravac i brzina kretanja meteoroloških objekata u atmosferi.

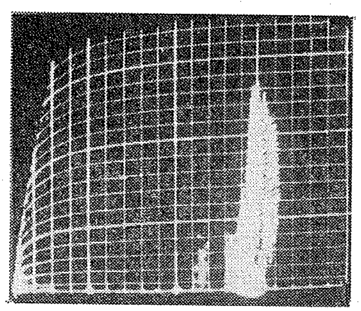
14.3. **Odraz na radaru oblaka vertikalnog razvoja.** Intenzitet radioeha od oblaka vertikalnog razvoja u osnovi zavisi od stepena razvoja ovih oblaka. Sa razvojem oblaka srazmerno se povećava i opseg. Intenzitet radioeha je naročito izrazit na granicama oblaka zbog oštrih gradijenata dielektrične provodnosti i u centralnim delovima oblaka, zbog povećanja mase oblaka. Takođe se intenzitet odraza povećava pri negativnim temperaturama.

Sa santimetarskim talasima odraz krupnih ledenih čestica je veoma jasan dok je odraz sitnijih kapljica na ekranima često nevidljiv. Zato geometrijski oblik i razmera vertikalno razvijenih oblaka u prirodi nema uvek odgovarajuću sliku na radarskom ekranu.

Zbog takvih svojstava u početnom stadijumu razvoja ovih oblaka radioeho je vrlo slab i ujednačen. Kad su pak oni dovoljno razvijeni, vrh radioeha na ekranu A je oštar i liči na stub. Intenzitet radioeha vertikalno razvijenog oblaka u stadijumu kad počinju padavine da se izlučuju iz njega je više miliona puta veći od intenziteta radioeha u početnom stadijumu razvoja istog oblaka. Na sl. 14.3.1 i 14.3.2 prikazan je primer odraza vertikalno razvijenog oblaka na ekranima meteorološkog radara.



Sl. 14.3.1. Radioeho vertikalno razvijenih oblaka na panoramskom ekranu (Stepanenko, 1966)



Sl. 14.3.2. Radioeho vertikalno razvijenog oblaka na ekranu vertikalnog preseka (Stepanenko, 1966)

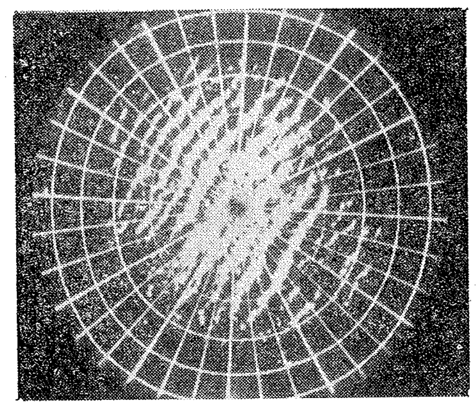
14.4. **Odraz na radaru slojastih oblaka.** Radioeho slojastih oblaka zavisi uglavnom od strukture i razvijenosti ovih oblaka. Kristali leda daju znatno jači odraz od vodenih kapljica. Zato se pri temperaturama ispod 0 °C u oblaku odraz pojačava sa sniženjem temperature. Tako, npr. pri temperaturama u oblaku od —8 do —15 °C, čak i vrlo tanki slojasti oblaci su jasno vidljivi na ekranima radara.

Nasuprot tome, pri temperaturama iznad 0 °C samo gusti i dosta razvijeni slojastokumulusni oblaci daju dovoljno snažne eho-signale koji su vidljivi na ekranima radara. U slučaju kada su slojastokumulusni oblaci dovoljno stabilni i imaju strukturu sličnu slojastim oblacima njihov odraz je nevidljiv na radaru sa santimetarskim talasima.

Primećeno je da od raznih vrsta slojastokumulusnih oblaka na ekranima radara najjasniji odraz imaju oni koji su postali rasplinjivanjem vertikalno razvijenih oblaka. Takođe u slučajevima kada iz slojastokumulusnih oblaka pada sipeća kiša ili sneg odrazi na radaru su uvek dovoljno jasni.

Slojasti oblaci, sastavljeni iz sitnih vodenih kapljica, vidljivi su na radaru samo kada iz njih pada sipeća kiša. Tada je gornja granica sloja nedovoljno jasno izražena, dok se donja mestimično spaja za Zemljinom površinom ili isturenim predmetima na Zemljinoj površini koji daju stalne odraze. Primeri slojastokumulusnih i slojastih oblaka prikazani su na slikama 14.4.1 i 14.4.2.

Ugrađivanjem i milimetarske talasne dužine, kao što je slučaj kod sovjetskog radara MRL-1, svi slojasti oblaci, kao i njihove granice, jasno su vidljivi na radarskim ekranima.



Sl. 14.4.1. Izgled slojastokumulusnog oblaka na panoramskom ekranu (Stepanenko, 1966)



Sl. 14.4.2. Izgled slojastog oblaka na ekranu vertikalnog preseka (Stepanenko, 1966)

14.5. **Odlike radioeha padavina.** Po Stepanenku (1966) odlike eho-signala pljuskovitih padavina su sledeće:

1) izgled oblaka na panoramskom ekranu daje sliku zasebnih jezgara a na ekranu vertikalnog preseka sliku odvojenih stubova;

2) dužina vertikalnog prostiranja radioeha prelazi 3—4 km;

3) velika snaga eho-signala i jak sjaj odraza na panoramskom ekranu;

4) velika vremenska i prostorna promena radioeha;

5) pojava se nalazi na velikoj daljini.

Stepanenko je takođe formulisao i odlike eho-signala zona dugotrajnih padavina. Po njemu te odlike su:

1) velike površine, manje ili više ujednačenog radioeha na panoramskom ekranu;

2) srazmerno manji vertikalni opseg radioeha, najčešće manji od 3—5 km;

3) srazmerno mala snaga eho-signala na ekranu — A

4) dobro izražen sloj topljenja snežnih pahuljica u obliku svetle trake na ekranu vertikalnog preseka;

5) srazmerno mala vremenska i prostorna promena.

Na osnovu istraživanja koja se sprovode u Gruziji poslednjih godina ustanovljen je kriterijum za ocenu da li neki olujni oblak ima u sebi grada. Po tome kriterijumu grmljavinski oblak sadrži ćeliju grada u sebi ako su ispunjeni sledeći uslovi:

1) intenzitet odraza na ekranu Z treba da je veći od 10^3 mm^6/m^3;

2) vertikalni opseg zone pojačanog odraza treba da je veći od 3—3,5 km, a odnos ove zone prema debljini cele zone radioeha treba da iznosi 45—50%;

3) zona pojačanog odraza treba da se nalazi u središnjem ili gornjem delu zone radioeha;

4) cela zona ili njen veći deo treba da se nalazi u oblasti temperatura ispod 0 °C;

5) radioeho treba da ima debljinu veću od 6 km i da dostiže visinu od 9 km nad morskim nivoom.

Za sigurno raspoznavanje gradonosnih oblaka potrebno je da svi navedeni uslovi budu ispunjeni.

Međutim, postojanje grada u oblacima moguće je pomoću radara neposredno osmotriti. To se postiže ugrađivanjem specijalne antene sa kružnom polarizacijom. Tada eho-signali od vodenih kapljica bivaju jako prigušeni i na radarskim ekranima se jasno vide oblasti grada. Ćelije grada u oblaku su tim vidljivije što se oblik zrna grada više razlikuje od sfernog oblika.

14.6. **Merenje padavina i vodnosti oblaka pomoću radara.** Na osnovu dosadašnjih istraživanja o mogućnosti primene radara u meteorološke svrhe dato je više teorijskih radova koji se odnose na merenje padavina pomoću radara. U tom cilju poslednjih godina je isprobano više metoda i postignuti rezultati su doveli do sledećih zaključaka, koje su formulisali Borovikov i saradnici (1967).

1) Od više metoda merenja padavina pomoću radara samo metod koji se osniva na merenju snage eho-signala od padavina pokazao se pogodnim za merenje padavina na većim površinama. Skoro svi ostali metodi dopuštaju merenje padavina na površinama koje su višestruko manje od površine koju pokriva radar.

2) Metod merenja padavina na osnovu snage eho-signala, kao i uopšte merenje padavina radarom po bilo kojim metodima, ima ograničene mogućnosti u pogledu tačnosti. Ove mogućnosti zavise u prvom redu od fizičkih osobina objekta od kojeg se radioeho odbija. Kod padavina su za tačnost najznačajnija dva faktora: nepostojanost veze između intenziteta padavina i snage eho-signala i potreba ekstrapolacije vrednosti dobijenih radarskim merenjima u atmosferi do površine zemlje.

Nepostojanost veze uslovljena je prostornim i vremenskim promenama spektra veličina kišnih kapljica i vertikalnim pulzacijama brzine vazduha. Ustanovljeno je da samo zbog izmene ovog spektra intenzitet padavina može da se promeni 2—3 puta a da snaga odbojnih signala ostane ista.

Odnos snage odbojnih signala Z i intenziteta padavina I dat je izrazom

$$Z = AI^b$$

Ovaj odnos daje dobre rezultate kad se primenjuje na određene modele padavina, ali se mogu javiti i veće greške ako se neograničeno primenjuje na sve padavine koje se jave u prirodi.

3) Sa eksperimentalnog gledišta razmatrani metod merenja padavina pomoću radara ne može se smatrati još dovoljno pouzdanim, pošto je broj izvršenih istovremenih radarskih i pluviometrijskih merenja padavina nedovoljan. Tim pre što dosad dobijeni rezultati od strane raznih autora često nisu uporedljivi i međusobno saglasni.

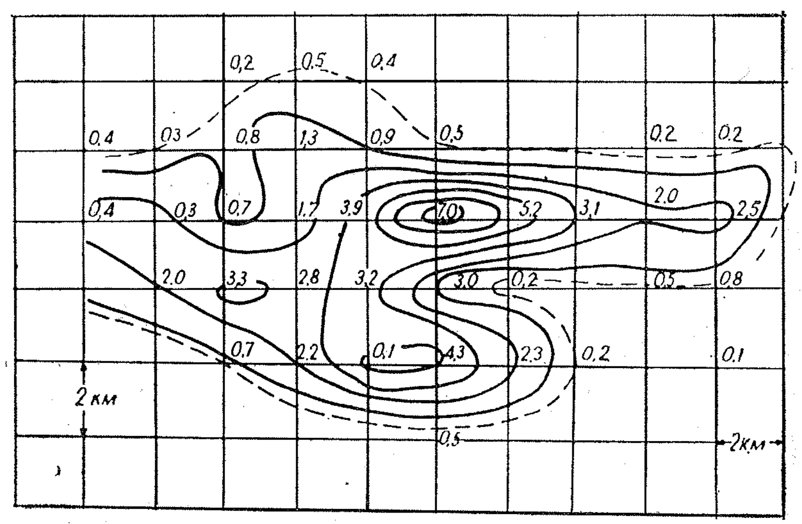
Dosad još nisu izrađeni opšte prihvatljivi kriterijumi po kojima bi se određivala tačnost merenja padavina pomoću radara. S druge strane nedostaje i precizna ocena tačnosti merenja padavina koja se dobija pomoću mreže kišomernih stanica.

4) Pri merenju padavina iznad određene površine može se očekivati smanjenje grešaka kroz osrednjavanje po vremenu i prostoru. Naime, primećeno je da se povećanjem vremena i prostora u kojem se vrše merenja padavina sličnost između rezultata dobijenim radarskim i pluviometrijskim merenjima povećava. Međutim, još uvek ova zavisnost nije dovoljno ispitana.

5) Vrednosti parametara A i b u jednačini koja daje vezu između snage eho-signala i intenziteta padavina primenjivane su od strane raznih autora u dosta velikom opsegu. Još uvek nisu predložene pouzdane vrednosti ovih parametara koje bi se upotrebljavale za određene slučajeve padavina izmerene pomoću meteorološkog radara.

Praktično merenje količine padavina pomoću radara izvodi se na sledeći način. Najpre se oblast koju prekriva ekran radara prekrije mrežom tačaka koje su međusobno udaljene 1 ili 2 km. Zatim se izračunava intenzitet padavina I mm/min. za svaku tačku mreže. Pošto se nađu sume intervala vremena u periodu osmatranja $\triangle t$ min., pretpostavlja se da je u toku jednog intervala I = const, pa se izračunava količina padavina u svim tačkama mreže na taj način što se pomnože ΣI i $\Sigma \Delta t$. Na osnovu tako dobijenih vrednosti sastavlja se karta izohijeta.

Jedan primer karte izohijeta sastavljene na osnovu podataka o količini padavina dobijenih merenjem pomoću radara prikazana je na sl. 14.6.1. Količine padavina predstavljene izohijetama na ovoj slici pale su u periodu od 15 čas. i 59 min. do 18 čas. i 14 min. 18. avgusta 1959. g. u oblasti Kijeva na površini 20×28 km. Sa slike se vidi da se pomoću radara može dobiti dosta precizna raspodela padavina.



Sl. 14.6.1. Raspodela količine padavina izmerenih sa radarom 18. avgusta 1959. u oblasti Kijeva (Stepanenko, 1966)

14.7. **Principi sistema za automatsko dobijanje, obradu i transmisiju podataka meteorološkog radara.** Razvojem radarske tehnike i metodike korišćenja meteoroloških radara broj i vrsta meteoroloških informacija koje se dobijaju radarima stalno se povećavaju. S druge strane, radarska stanica sve ređe je izolovana tačka na kojoj se vrše radarska merenja i osmatranja a sve češće deo sistema radarske mreže koja prekriva veće prostranstvo. Iz tih razloga problem dobijanja meteoroloških informacija pomoću radara, obrada ovih informacija, njihovo grupisanje u sabirnim centrima i razmena između prognostičkih centara postaje sve teža za ljude koji rade na ovim poslovima. Uspešno rešenje ovih zadataka moguće je postići samo putem potpune automatizacije svih postupaka od dobijanja informacije do njene interpretacije.

Prvi korak u ovome je automatizacija dobijanja meteorološke informacije pomoću radara. Pod ovim se podrazumeva da radarske stanice automatski vrše merenja i osmatranja po određenom standardnom programu.

Osnovne meteorološke informacije o oblacima i padavinama koje se mogu dobiti radarom su horizontalna rasprostranjenost, vertikalna razvijenost i intenzitet. Sve ove karakteristike kao što smo u prethodnim poglavljima videli moguće je oceniti pomoću radarskih ekrana.

Željene informacije se dobijaju na ekranima okretanjem antene u horizontalnoj i vertikalnoj ravni. Okretanjem antene u horizontalnoj ravni određuje se udaljenost, azimut i razmera meteorološkog objekta. Usmeravanjem antene u izabranom azimutu i pokretanjem u vertikalnoj ravni dobija se vertikalni presek meteorološkog objekta.

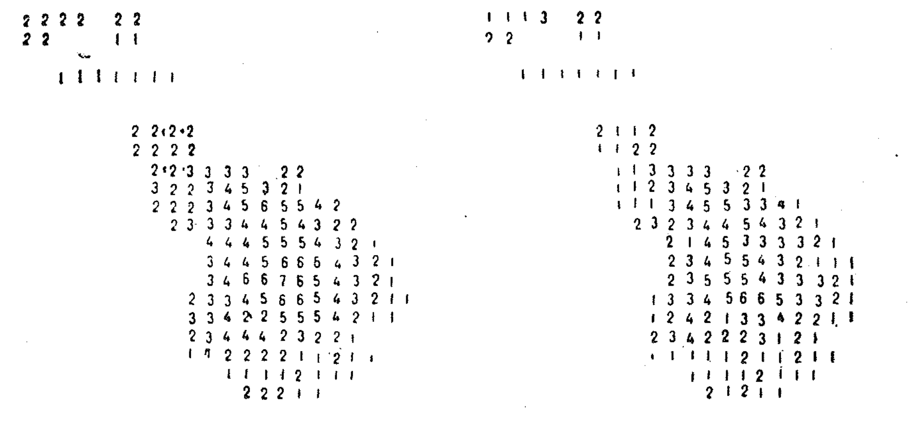
Kada se u prostoru koji kontroliše radar nalazi više meteoroloških objekata (oblačnih sistema i zona padavina) potrebno je utrošiti dosta vremena da se dobiju i obrade sve potrebne informacije. Zbog toga se pristupilo razradi metodike za automatsko izvršavanje ovog programa. Osnovni principi po kojima je ova metodika razvijena su ukratko niže izloženi.

Oblast na ekranu horizontalnog preseka podeljena je na kvadrate sa ivicama koje odgovaraju dužinama u prirodi od 10 km. Pri jednom obrtu antene automat priključen radaru zabeleži snagu odbojnog signala unutar svakog kvadranta u krugu azimuta. Pri sledećem obrtu antena se vertikalno pomera za izvestan ugao pa se posle ovog obrta dobije raspodela oblaka i padavina u horizontalnoj ravni na nivou višem od prethodnog. Tako se nizom obrta antene u horizontalnoj ravni sa postepenim pomeranjem antene u vertikalnoj ravni dobija raspodela oblačnosti i padavina na različitim visinama iznad površine zemlje. Ovo se ostvaruje po formuli $H = R \sin \alpha$, gde je H visina nivoa na kome se dobijaju odrazi meteoroloških objekata u ravni, R kosa udaljenost meteorološkog objekta od radara i α ugao pod kojim je usmerena antena u odnosu na horizontalnu ravan.

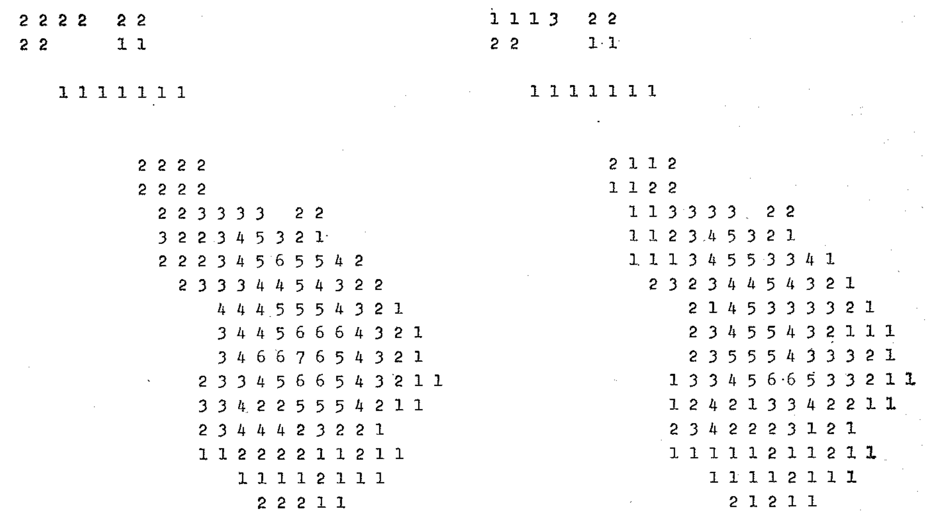
Automat po prijemu odbojnog signala vrši raspoređivanje eho-signala po skali od sedam intervala koji se međusobno razlikuju po 10 db. On dalje prevodi udaljenje, azimut i ugao iz sfernih koordinata u pravougle. Zatim vrši osrednjavanje intenziteta eho-signala na delovima površina ograničenih po udaljenosti (— 2 km) i po azimutu (1°). Osrednjavanjem se vrši uravnavanje podataka i na taj način umanjuju slučajne greške. Najzad štampaju se cifre od 1 do 7 u kvadratima, kao što je predstavljeno na sl. 14.7.1. Cifra 1 znači najslabiji a cifra 7 najjači intenzitet radioeha. To, u stvari, istovremeno označava gustinu, odnosno strukturu meteorološkog objekta od kojeg se radioeho odbija.

Na sličan način kao što se izražava cifarski intenzitet radioeha moguće je automatsko dobijanje topografije gornje granice meteoroloških objekata. Na sl. 14.7.2 prikazan je jedan primer cifarskog označavanja gornje granice meteoroloških objekata. Cifra 6 označava visinu gornje granice od 20 km, cifra 5 visinu od 16,5 km, cifra 3 visinu od 10 km, itd.

Ovakav način predstavljanja intenziteta i topografije gornje granice meteoroloških objekata je veoma pogodan za analizu. Već na prvi pogled se vidi da se jednostavno mogu povući linije izoeha i odrediti gradijenti intenziteta što omogućuje uočavanje osnovnih karakteristika meteoroloških objekata.



Sl. 14.7.1. Cifarsko izražavanje intenzivnosti radioeha na visini 7 km (Stepanenko, 1966)



Sl. 14.7.2. Cifarsko izražavanje visine gornje granice meteoroloških objekata (Stepanenko, 1966)

Transmisija podataka dobijenih automatski meteorološkim radarom vrši se preko sistema veze. Na specijalan signal podaci smešteni u memoriji automata poteknu određenim kanalom veze.

U cilju efikasnije transmisije podataka razrađen je specijalan kod podešen za korišćenje šestokanalnog teleprintera. Depeša kojom se šalju podaci sastoji se iz niza serija teleprinterskih znakova. Svaka serija sadrži 8 cifara od kojih su prva i poslednja određene indikacione cifre dok šest cifara između njih predstavljaju kodirane podatke dobijene meteorološkim radarom.

Za najprostiju šemu kodiranja smatra se predaja serije koja sadrži parametre meteoroloških objekata po kvadratima sa stranama od po 10 km. U takvoj seriji, kao što je napred rečeno, sa tri cifre se daje maksimalni intenzitet radioeha i sa tri maksimalna visina radioeha.

Obično se praktikuje da predaja podataka otpočne sa kvadratom koji se nalazi u severozapadnom uglu oblasti. Zatim predaja teče u horizontalnom pravcu tako da se završava sa kvadratom u jugositočnom uglu oblasti. Za predaju podataka sa površine 300×300 km potrebno je vreme od 10 do 15 sek.

U automatu koji reguliše automatsko dobijanje, obradu i transmisiju podataka nalazi se i aparatura koja daje alarmne signale u slučajevima kada se na ekranima pojave odrazi meteoroloških objekata sa srednjim intenzitetom radioeha ili srednjom visinom preko određenih vrednosti. Automat koji po određenom programu uključuje meteorološki radar MRL-1 i dobijene meteorološke informacije sredi, obradi i preda sabirnom centru sistema veze dobio je naziv »»ciklon«.

Za dopunsko i potpunije upoznavanje sa meterološkim radarima i metodikom njihovog korišćenja čitaoci se upućuju na knjige Atlasa (1964), Battana (1960), Kalinovskog (1961), i Šiškina (1964).

LITERATURA

A t l a s, D., 1964: *Advances in Radar Meteorology. Advances in Geophysics*, vol. 10, Academic Press, New York and London, 317—478;

B a t t a n, L. J., 1960: *Radar Meteorology.* University of Chicago Press, str. 161;

B o r o v i k o v, A. M., K o s t a r e v, V. V., M a z i n, I. P., S m i r n o v, V. I., Č e r n i k o v, A. A., 1967: *Radiolokacionie izmerenia osadkov.* Gidrometizdat. Lenjingrad, str. 140;

K a l i n o v s k i i, A. B., P i n u s, N. Z., 1961: *Aerologija.* Gidrometizdat. Lenjingrad, str. 518;

S t e p a n e n k o, V. D., 1966: *Radiolokacija v meteorologii.* Gidrometizdat, Lenjingrad, str. 350;

Š i š k i n, N. S., 1964: *Oblaka, osadki i grozovoe električestvo.* Gidrometizdat. Lenjingrad str. 402.

G L A V A XV

METEOROLOŠKI SATELITI

15.1. **Mogućnost upotrebe.** Poslednjih sto godina predstavlja period intenzivnog širenja mreže meteoroloških stanica iznad cele Zemljine površine. Do danas je izgrađena mreža od desetinu hiljada površinskih stanica i više hiljada radiosondažnih stanica na kojima se vrše osmatranja nekoliko puta na dan. Međutim, to sve još uvek je sasvim nedovoljno da se dobije zadovoljavajuća slika stanja atmosfere u planetarnim razmerama.

Iako je mreža meteoroloških stanica relativno brojna ipak je ona vrlo neravnomerno raspoređena. Oko 4/5 Zemljine površine predstavljaju okeani i mora na čijim površinama je teško održavati mrežu meteoroloških stanica. Takođe, na kopnenom delu Zemljine površine postoje mnoge teško dostupne oblasti večitog leda, pustinje, planinski masivi i dr. Zbog toga su samo neka najnaseljenija područja pokrivena dovoljno gustom mrežom meteoroloških stanica.

Po opštem mišljenju koje danas postoji atmosfera od Zemljine površine do oko 100 km visine predstavlja, manje ili više, homogen, električno neutralan fluid koji se kreće i u kome se odigravaju sva važnija zbivanja bitna za razvoj i karakter vremena. To znači da treba da se teži da se sva zbivanja u tom delu atmosfere u planetarnim razmerama mogu kontrolisati.

Međutim, konvencionalna prizemna i radiosondažna osmatranja pokrivaju u dovoljnoj meri samo oko 10% Zemljine površine i to samo do visine od oko 30 km. Dalje proširenje mreže stanica može donekle da se postigne, ali proširenje mreže do te mere da se klasičnom tehnikom i metodikom obezbede odgovarajuća merenja i osmatranja iznad cele Zemlje predstavljaju ekonomsku i fizičku nemogućnost. Zbog toga rešenje ovog problema treba očekivati u razvoju satelitske tehnike, koja je već dala značajne rezultate. Ali, nova satelitska tehnika nije značajna samo po mogućnostima višestrukog uvećanja broja meteoroloških podataka osmotrenih iznad nepristupačnih oblasti. Može se kazati da je još značajnije to što satelitska tehnika omogućuje novu vrstu kvalitativno drukčijih osmatranja koje nije bilo moguće postići klasičnom tehnikom i metodikom. Po tome meteorološki sateliti predstavljaju novu dimenziju u meteorologiji. Pogledajmo neke od tih novih mogućnosti koje nam pružaju meteorološki sateliti a koje se već sada koriste ili će se početi koristiti u bliskoj budućnosti.

Prvi snimci primljeni sa meteoroloških satelita pokazali su da televizijsko snimanje oblačnih sistema može da bude od neobično velike koristi u analizi stanja atmosfere. Međutim, praćenje razvoja oblačnih sistema pomoću televizijskih kamera sa satelita moguće je samo iznad onog dela Zemlje gde je dan. Na delu Zemlje gde je noć oblačni sistemi se mogu pratiti pomoću metoda dobijanja slika infracrvenim zračenjem. Veoma važan podatak o raspodeli oblačnosti u toku noći može se dobiti

pomoću radiometara visokog uravnanja sa podacima o prostornoj raspodeli dugotalasnog zračenja sistema Zemljina površina—atmosfera u određenim delovima spektra. Naročitu vrednost imaju podaci o oblačnosti dobijeni sa satelita ako se pomoću televizijske kamere može izmeriti osvetljenost ili pomoću radiometara intenzitet dugotalasnog zračenja Zemlje. Kao što ćemo kasnije videti, ovakvi podaci u velikoj meri ocrtavaju vremenske procese u donjem delu atmosfere.

Drugi važan zadatak koji se može rešavati pomoću meteoroloških satelita je ispitivanje bilansa zračenja Zemlje kao planete. Pod tim se podrazumeva sistem Zemljina površina — atmosfera. U ovom slučaju ima se u vidu ostvarenje pomoću instrumenata postavljenih na satelitu merenja bilansa zračenja i njegovih komponenata. Time bi se dobili podaci o zakonitostima energetike Zemlje kao planete.

Od kolikog su značaja tačni podaci o bilansu zračenja može se videti iz sledećeg primera. Zamislimo da se u srednjem godišnjem bilansu toplote naruši ravnoteža time što bi Zemlja za svega 1% više primila toplote nego što bi odala u vasionu. Ukoliko bi se ta razlika toplote utrošila na zagrevanje atmosfere njena srednja temperatura bi se povisila za 7 °C. Ovaj porast srednje temperature odgovara porastu srednje temperature atmosfere koji je izvršen od ledenog doba do naših dana.

Treći zadatak meteoroloških satelita bio bi ispitivanje polja zračenja Zemlje kao planete. Pod ovim se podrazumeva svestran program izučavanja zakonitosti polja zračenja Zemlje kao planete u raznim oblastima spektra, naročito na osnovu primene spektralnog metoda merenja. Ovde se na prvom mestu ima u vidu dobijanje podataka o zakonitostima spektralne i uglovne raspodele dugotalasnog zračenja. Na toj osnovi mogu dalje biti razvijeni optički metodi ispitivanja sastava i strukture atmosfere.

Četvrti zadatak bi bio izučavanje vertikalne raspodele temperature vazduha i sastava atmosfere. Toplotno zračenje sistema Zemljina površina — atmosfera, tj. takozvano dugotalasno zračenje, određuje se raspodelom temperature po visini kao i apsorpcijom i izračivanjem sastavnih delova atmosfere (na prvom mestu vodene pare i ugljen dioksida). Otuda rezultati dobijeni merenjem dugotalasnog zračenja mogu se koristiti kao izvor podataka o raspodeli temperature i sastava atmosfere. Na taj način se može takođe odrediti temperatura Zemljine površine ili oblaka.

Peti vid informacija koje se mogu dobiti pomoću satelitske tehnike predstavlja ispitivanje oblačnosti i padavina pomoću radara. Dosad su postignuti veliki uspesi u korišćenju radara na Zemljinoj površini u proučavanju oblačnih sistema i lokalnih nepogoda. Očekuje se da će biti moguće znatno uspešnije i preciznije određivanje oblasti nepogoda pomoću radara i sferiks uređaja instaliranih na satelitima nego što je to bilo moguće sa Zemljine površine.

Šesti vid korišćenja veštačkih Zemljinih satelita u meteorologiji bio bi određivanje visine gornje granice oblaka. Sa fizičke tačke gledišta postoji više načina korišćenja podataka dobijenih spektrom o dugotalasnom zračenju u vidljivoj oblasti i oblasti bliskoj ultraljubičastom delu spektra za određivanje visine gornje granice oblaka. Za ovu svrhu takođe je moguće koristiti i tehniku lejzera.

Sedma vrsta informacija sa satelita bi bila istraživanja polja vetra. Za tu svrhu sačinjen je jedan nov projekt po kome bi se podaci o polju vetra u planetarnim razmerama dobijali pomoću većeg broja balona koji bi lebdeli na određenim nivoima. Naime, predviđa se da bi se sa raznih tačaka na Zemlji pustilo oko dve hiljade balona sa radiosondama. Ovi baloni bi se kretali niz struju i emitovali podatke koje bi prikupljali meteorološki sateliti. Takođe je moguće primeniti posredne metode, koji su zasnovani na korišćenju osmotrenih podataka za takozvanu sunčevu putanju.

Osmi zadatak meteoroloških satelita bio bi merenje raspodele energije u ultraljubičastom delu sunčevog spektra. Ovaj zadatak sadrži više podprograma. Tako bi

se pored ispitivanja spektralnog sastava ultraljubičastog Sunčevog i difuznog zračenja i njegove promene takođe ti podaci koristili za određivanje sadržaja ozona u atmosferi i rešenje nekih drugih zadataka koji su u vezi sa optičkim svojstvima atmosfere. Zatim ispitivanja zamućenosti atmosfere, merenja mase atmosfere, prizemnog pritiska itd.

Deveti zadatak satelita bi bio da osmatraju veličinu i promenu ledenog i snežnog pokrivača na Zemljinoj površini. Ovo bi omogućilo procenu zalihe vode u nepristupačnim planinskim oblastima što je veoma aktuelan privredni problem.

Najzad, deseti zadatak koji može da bude obavljen pomoću meteoroloških satelita je slika uzburkanosti ogromnih vodenih površina po kojoj se posredno može oceniti pravac i brzina vetra iznad vodenih površina.

Nabrojani zadaci koji ulaze u program meteoroloških satelita predstavljaju samo najosnovnije probleme čijem naučnom rešavanju je moguće pristupiti sa novom satelitskom tehnikom. Ovim sažetim pregledom već se može zaključiti da su ovo problemi koje nije bilo moguće uspešno rešavati klasičnom tehnikom i metodikom. Njihovo rešavanje novim putevima koje nam otvara satelitska tehnika dovešće do kvalitativnog skoka u analizi stanja atmosfere.

15.2. **Izbor najpovoljnije orbite.** Glavno preimućstvo satelitske tehnike nad klasičnom je što je pomoću nje moguće sve procese u atmosferi posmatrati u planetarnim razmerama. To znači iznad cele Zemljine površine i u ukupnoj debljini. Samo postavlja se pitanje koji je najekonomičniji i stručno najopravdaniji put za ostvarenje takvog programa.

Pre svega da bi se izbeglo uvođenje korekture za različite visine za meteorološka osmatranja praktično je da orbite budu krugovi. Što se, pak, tiče ugla pod kojim su orbite nagnute u odnosu na ekvatorijalnu ravan najprostije i najpogodnije su orbite koje leže u polarnoj ili ekvatorijalnoj ravni. U prvom slučaju orbita se zove polarna a u drugom ekvatorijalna.

Kada se satelit lansira u polarnu orbitu u pravcu severa i u podne po lokalnom vremenu i ako uz to satelit ostvaruje ceo broj obrtaja u toku 24 časa, tada će on na osvetljenoj strani Zemlje sve geografske širine presecati tačno u podne a na neosvetljenoj strani u ponoć po lokalnom vremenu. Zbog kruženja Zemlje oko Sunca mesno vreme prolaska satelita na datoj geografskoj širini biće svakog dana pomereno napred za 4 minuta. Da bi se isključio uticaj kruženja Zemlje oko Sunca i obezbedilo pojavljivanje satelita na datoj geografskoj širini tačno u podne po lokalnom vremenu na osvetljenoj strani i u ponoć na neosvetljenoj strani Zemlje potrebno je da se lansiranje izvrši tako da ravan orbite satelita ima mali nagib u odnosu na ravan ekvatora i to u pravcu zapada. Taj ugao približno iznosi 7° ukoliko je visina orbite 500 km. Kad bi se lansirala serija satelita u polarne orbite i to u takvim vremenskim intervalima da presecaju sve geografske širine u određenim razmacima vremena moguće je postići praktično neprekidno praćenje procesa u celoj Zemljinoj atmosferi.

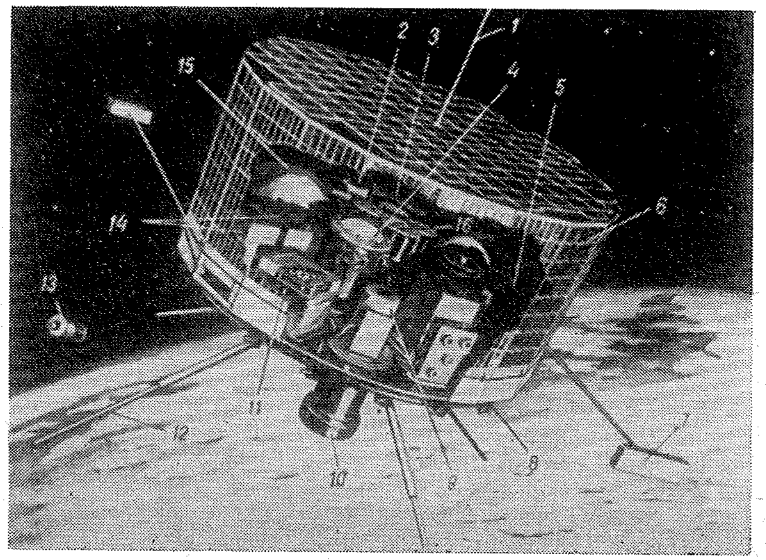
Američki meteorolog Wexler (1961) predložio je optimalni sistem od sedan meteoroloških satelita koji bi bili lansirani na visinu od 6000 km od kojih 6 u kvazipolarne (tri na osvetljenoj i tri na neosvetljenoj strani Zemlje) a jedan u ekvatorijalnu ravan. Ako bi se uspostavio ovakav sistem meteoroloških satelita ni jedna oblast na Zemlji ne bi bila van kontrole više od jednog časa a svakih 6 časova mogle bi se izrađivati karte geografske raspodele podataka dobijenih sa satelita.

Predlog drugog sistema meteoroloških satelita koji je još optimalniji od prethodnog dali su Looders i Gobets (1961). Po njihovom predlogu za ostvarenje potpunog posmatranja Zemljine površine, tako da se u vidnom polju bilo koje tačke na površini Zemlje nalazi bar jedan satelit, potrebno je imati šest satelita na dvema polarnim orbitama sa visinom od 9500 km iznad Zemljine površine. Ukoliko bi

se izvršio specijalan izbor orbita ovaj zadatak je moguće rešiti čak pomoću svega 5 satelita. Ali sa manje od 5 satelita nije moguće postići neprekidno posmatranje celokupne Zemljine površine.

Pored polarnih orbita od velikog su značaja i orbite koje leže u ekvatorijalnoj ravni. Tako, npr. satelit lansiran na ekvatoru u orbitu koja leži u ekvatorijalnoj ravni i koja ima visinu od oko 1000 km može slati podatke o procesima koji se zbivaju iznad Zemljine površine u pojasu od 30° severne do 30° južne geografske širine.

Od posebnog su značaja takozvani stacionarni ili sinhroni sateliti koji bi se lansirali u ekvatorijalnu ravan na visinu od oko 35.700 km. Ovi sateliti bi se sve vreme nalazili iznad jedne iste tačke na Zemljinoj površini i lansirani iznad raznih geografskih oblasti mogu da služe za sakupljanje podataka sa drugih satelita koji kruže oko Zemlje. Na sl. 15.2.1 prikazan je spoljašnji izgled satelita »Tajros II«.



Sl. 15.2.1. Meteorološki satelit »Tajros II«

15.3. **Instrumentalna oprema.** Kao što je već rečeno od meteoroloških satelita se na prvom mestu očekuje da pruže podatke o planetarnoj raspodeli oblačnosti. Za postizanje tog cilja po tehničkom programu predviđeno je da se na satelitu postave tri televizijske kamere za snimanje oblaka na osvetljenom delu Zemlje. Jedna od kamera treba da bude postavljena u pravcu vertikalno prema Zemljinoj površini a druge dve pod uglom od 35° prema vertikali u ravni normalnoj na pravac kretanja satelita. Ovako postavljen sistem kamera omogućuje da se snima teritorija pravouglog oblika sa stranama 2400×800 km. Ceo pojas na Zemljinoj površini može tako biti snimljen sa svega 32 snimka. Kapacitet magnetne memorije omogućuje da se na nju smeste 64 snimka.

Za određivanje raspodele oblačnosti na neosvetljenoj strani Zemlje postoji infracrveni prijemnik sa malim vidnim uglom koji snabdeva podacima o raspodeli dugotalasnog zračenja u toku noći. Vidni ugao ovog prijemnika je $8{,}4 \cdot 10^{-3}$ radijana. U oblasti ugla 122° (od jednog preseka horizonta do drugog) aparat načini 260 prikaza (širina pojasa 2000 km a širina linije oko 8 km).

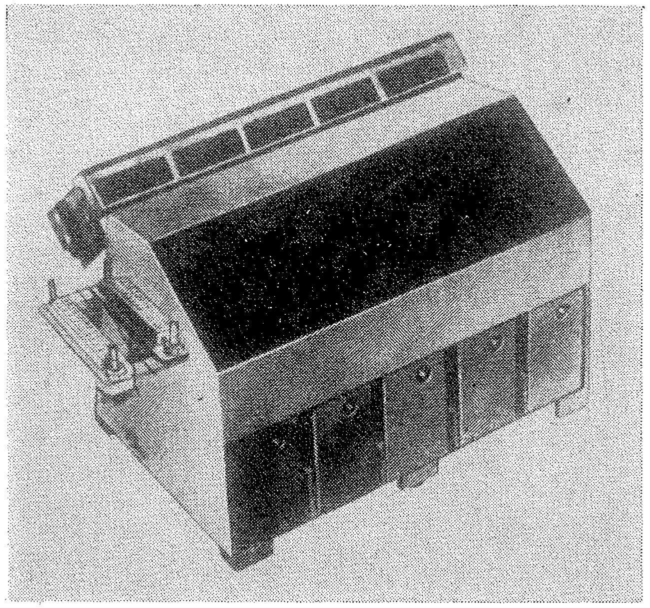
Pored kanala za infracrveno zračenje radiometar ima još 4 kanala za registraciju zračenja iz drugih oblasti spektra. Opseg talasnih dužina petokanalnog radiometra i njegova funkcija prikazani su u tabeli 15.3.1. Ovaj aparat je prikazan na sl. 15.3.1.

Tabela 15.3.1. — **Opšte karakteristike prijemnika zračenja, postavljenih na satelitima serije »Tajros«**

Kanal	Oblast spektralne osetljivosti, μ	Zadatak merenja
	Prijemnici sa malim vidnim uglom (5×5°)	
1	6,0—6,5	Ispitivanja toplotnog zračenja u oblasti intenzivnog pojasa vodene pare s ciljem određivanja temperature sloja vodene pare na srednjoj visini nešto nižoj od tropopauze. Srednja visina ovog sloja zavisi od vertikalne raspodele vlažnosti
2	8,0—12,0	Ispitivanja infracrvenog zračenja kroz »prozore« prozračnosti s ciljem: a) da se dobiju podaci o raspodeli oblačnog pokrivača, naročito noću, kada ne funkcionišu televizijske kamere; b) da se nađe temperatura gornje granice oblačnosti i da se nađe njena približna visina; c) da se odredi temperatura Zemljine površine i horizontalni gradijenti temperature na vedrim teritorijama.
3	0,2—6,0	Ispitivanja integralnog kratkotalasnog infracrvenog zračenja i albeda sistema Zemljina površina-atmosfera.
4	8,0—30	Ispitivanja integralnog (globalnog) dugotalasnog infracrvenog zračenja.
5	0,55—0,74	Ispitivanja raspodele sjaja planete u onoj oblasti spektra gde su osetljive televizijske cevi; upoređenje sličnih raspodela sjaja sa televizijskih fotografija i dobijanje takvih podataka u tim slučajevima, kada nedostaju televizijska snimanja.
	Prijemnici sa širokim vidnim uglom (konus sa uglom otvora 35°)	
a	Globalno infracrveno zračenje (crna prijemna površina)	Ispitivanja komponenata bilansa zračenja sistema Zemljina površina — atmosfera.
b	Globalno kratkotalasno infracrveno zračenje (bela prijemna površina)	
	Polusferni prijemnici (vidni ugao 2π)	
a	Crni	Ispitivanja komponenata bilansa zračenja sistema Zemljina površina — atmosfera.
b	Beli	

Za približno određivanje vertikalnog profila temperature u gornjem sloju atmosfere (od 1 do 500 mb) predviđa se konstruisanje aparature za merenje dugotalasnog zračenja u četiri uske zone spektra (širine 5 cm^{-1}) 15μ linije apsorpcije ugljendioksida. Zatim se predviđa merenje dugotalasnog zračenja u oblasti maksimalne apsorpcije 15μ linija što bi omogućilo dobijanje podataka o temperaturi na velikim visinama u atmosferi i na toj osnovi ispitivala bi se tzv. iznenadna ili neočekivana zagrevanja stratosfere. Pored toga predviđa se konstrukcija aparature za

merenja u uskim spektralnim intervalima (širina 7 cm^{-1}) blizu talasne dužine 11,1μ, gde atmosfera ima maksimalnu prozračnost za infracrveno zračenje. Podaci dobijeni ovim putem omogućili bi dobijanje planetarne raspodele temperature Zemljine površine.



Sl. 15.3.1. Petokanalni radiometar za merenje infracrvenog zračenja

Za rešenje zadatka termičkog sondiranja atmosfere radi se na otpočinjanju korišćenja podataka merenja dugotalasnog izračivanja izvršenih pomoću interferencionog spektrometra. Očekuje se da će za ovu svrhu biti korišćen Mikelsonov interferometar. Projektovani aparat omogućiće merenje spektralne raspodele dugotalasnog zračenja u oblasti talasnih dužina od 5 do 20 μ.

Najzad da navedemo da je Hanel (1961) izradio specijalni pirheliometar za satelite za merenje solarne konstante. Prema teorijskim razmatranjima po ovom instrumentu solarna konstanta može se dobiti sa tačnošću od $\pm 0,2\%$.

Pored ovih osnovnih uređaja kojima su meteorološki sateliti opremljeni za merenja i osmatranja za potrebe meteorologije sateliti tipa »Tajros« su bili opremljeni još sa 6 pomoćnih podsistema. Ti podsistemi, koji su imali specijalne funkcije, su sledeći:

1) Podsistem dinamičke kontrole za kontrolu i korekciju orijentacije satelita u prostoru (tačnije pravca ose rotacije satelita) s ciljem ostvarenja najpovoljnijih uslova funkcionisanja naučne aparature;

2) Podsistem za programiranje i kontrolu funkcionisanja programa uključivanja i isključivanja aparatura u zoni dejstva prizemne telemetrijske stanice. Ovaj podsistem takođe kontroliše rad uređaja magnetne orijentacije i ispunjava neke druge funkcije;

3) Televizijski podsistem upravlja radom televizijskih kamera po programu koji se određuje komandama sa Zemlje;

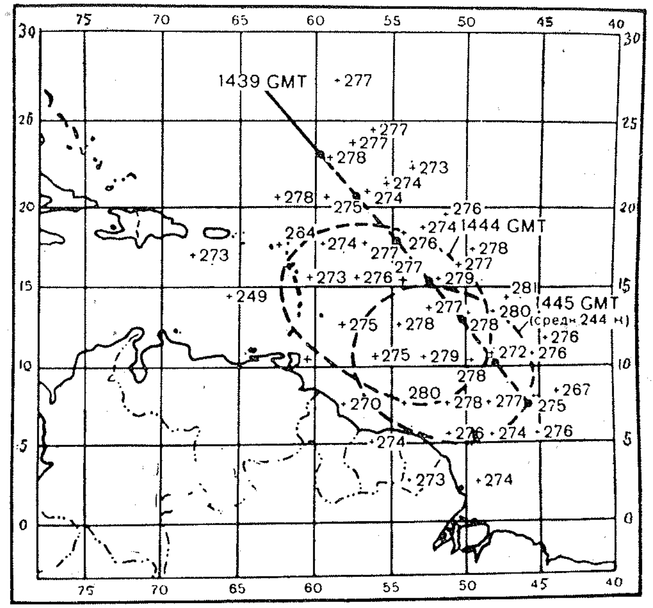
4) Podsistem za telemetriju i merenja trajektorija vrši funkciju prijema i predaje informacija a takođe uključuje dva predajnika koji rade neprekidno i koriste se za merenja trajektorija;

5) Podsistem orijentacije koji služi za određivanje orijentacije satelita u odnosu na Sunce pomoću 9 prijemnika Sunčevog zračenja snabdevenih prorezanim dijafragmama, raspoređenim na bočnoj površini satelita paralelno osi rotacije.

6) Poseban podsistem postoji za izvore energije (Sunčeve baterije i hemijski izvori) koji snabdevaju strujom sve aparate na satelitu.

15.4. **Merenje zračenja.** Od satelitske tehnike se očekuje u oblasti zračenja veoma velik doprinos meteorologiji. Ovde će radi ilustracije biti izneti samo neki dosad postignuti rezultati. U tom cilju najpre ćemo prikazati jedan slučaj određivanja efektivne temperature i albeda po podacima o dugotalasnom zračenju koje je izvedeno sa meteorološkog satelita »Tajros III«.

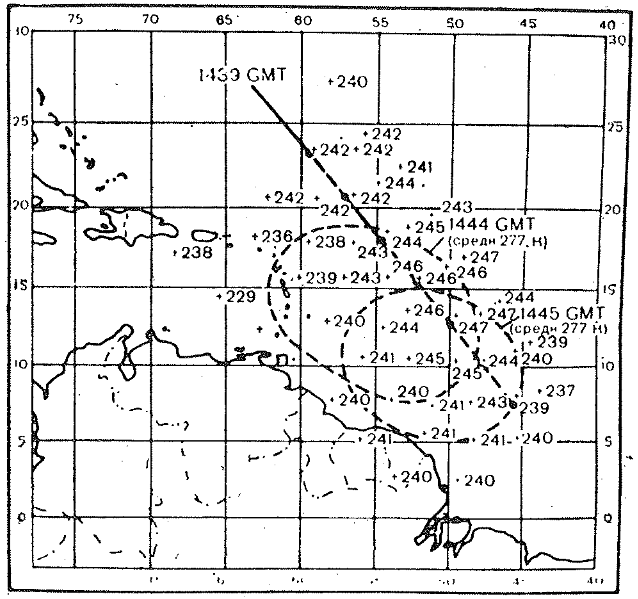
Na slikama 15.4.1—15.4.5 prikazani su podaci koji se odnose na Atlantski okean i oblasti bliske severoistočnoj obali Brazila. Isprekidana prava linija na ovim slikama označava projekciju putanje satelita na Zemljinoj površini a isprekidana kružna linija pokazuje površinu vidnog polja širokougaonog radiometra. Trocifreni brojevi na slikama 15.4.1—15.4.3 označavaju vrednosti apsolutne temperature vodene površine, a četvorocifreni brojevi označavaju vreme (časove i minute) po Grinwichu.



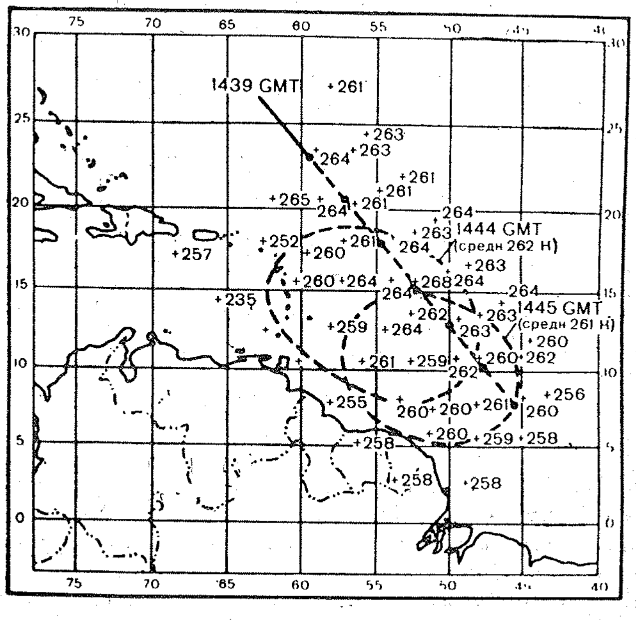
Sl. 15.4.1. Raspodela efektivne temperature (°K) po podacima izmerenog dugotalasnog zračenja u prozorima prozračnosti 7,5—13,5 μ 20. jula 1961. 14 čas 39 min. po Grinwichu (Kondratjev, 1966)

Sa fotografija dobijenih televizijskim kamerama utvrđeno je da je u oblasti predstavljenoj na slikama 15.4.1—15.4.5 u vreme prolaska satelita bilo vedro. Upoređenje podataka o temperaturi vodene površine dobijenih direktnim merenjima na klasičan način i ovih dobijenih iz podataka o dugotalasnom zračenju registrovanom pomoću radiometra na satelitu vidi se da su vrednosti temperature u drugom slučaju za oko 20° niže. To pokazuje da infracrveno zračenje biva jako oslabljeno pri prolasku kroz atmosferu, čak i u slučaju potpune odsutnosti oblaka. Niže vrednosti

efektivne temperature (tj. male vrednosti dugotalasnog zračenja) dobijene su po podacima izmerenim u intervalu 5,9—6,7μ kao i za globalno dugotalasno zračenje. Ovo se vidi iz slika 15.4.2 i 15.4.3.

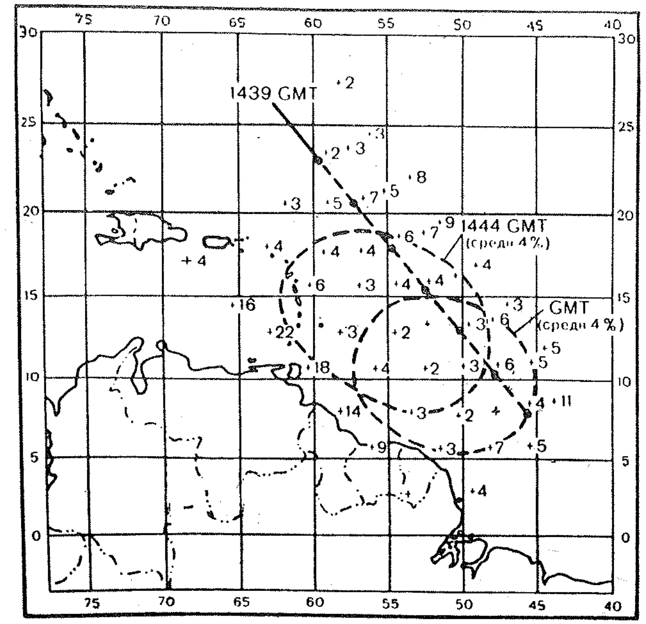


Sl. 15.4.2. Raspodela efektivne temperature (°K) po podacima izmerenog dugotalasnog zračenja u intervalu spektra 5,9—6,7μ u isto vreme kao i na sl. 15.4.1 (Kondratjev, 1966)

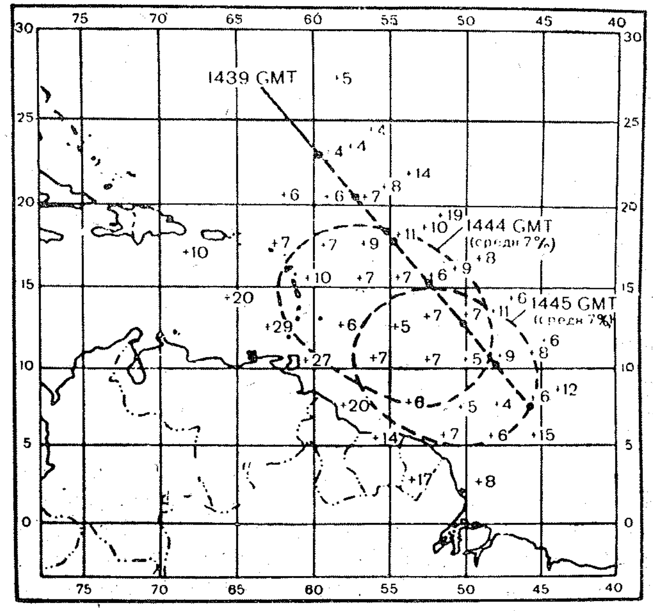


Sl. 15.4.3. Raspodela efektivne temperature (°K) po podacima izmerenog globalnog dugotalasnog zračenja (7,0—32,0μ) u isto vreme kao i na sl. 15.4.1. (Kondratjev, 1966)

Iz sl. 15.4.4 se vidi da su u ovom slučaju male i veličine kratkotalasnog zračenja koje se reflektuje od Zemljine površine. Zbog toga su dobijene male vrednosti albeda sistema Zemljina površina-atmosfera. Ovde je albedo određen po globalnom kratkotalasnom zračenju.



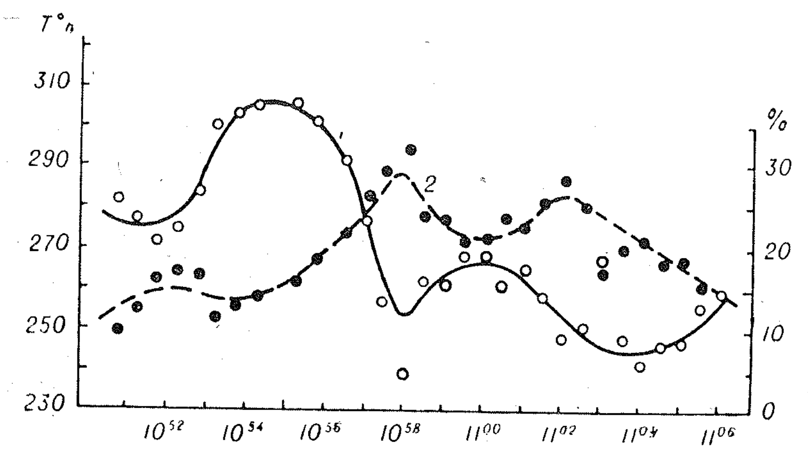
Sl. 15.4.4. Albedo, određen po podacima izmerenog globalnog infracrvenog kratkotalasnog zračenja (0,2—7,0μ) petokanalnim radiometrom u isto vreme kao i na sl. 15.4.1. (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.4.5. Albedo, određen po podacima izmerenog infracrvenog kratkotalasnog zračenja u vidljivom delu spektra (0,5—0,75μ) za isti momenat vremena kao i na sl. 15.4.1. (Kondratjev, 1966)

Mnogo pouzdanije vrednosti albeda su dobijene na osnovu podataka izmerenog reflektovanog zračenja u vidljivom delu spektra. To je prikazano na sl. 15.4.5.

Na osnovu analize podataka dobijenih merenjem reflektovanog zračenja zapaža se između ostalog znatna promena albeda pri prelasku od površine jednog na površinu drugog karaktera. Ovo je ilustrovano primerom prikazanim na sl. 15.4.6, gde su predstavljeni rezultati određivanja albeda i efektivne temperature po podacima merenja pomoću širokouglog radiometra. Povećanje albeda od 14 do 29% u vremenu od svega 5 minuta, kako se na slici vidi (od 10 čas. i 53 min. do 10 čas. i 58 min.) rezultat je prelaska satelita iz oblasti Sredozemnog mora u oblast pustinje Sahare gde je znatno veći albedo Zemljine površine. Minimum albeda koji se pojavio oko 11 časova posledica je nailaska satelita u oblast bujne vegetacije u dolini Nila. Ponovni porast albeda odgovara nailasku satelita na teritoriju Etiopije, a pad na kraju razmatranog vremenskog intervala nailasku satelita na vodenu površinu Indijskog okeana.



Sl. 15.4.6. Promena sa vremenom (duž trajektorije satelita) efektivne temperature i albeda po podacima izmerenim pomoću širokouglog radiometra na satelitu »Tajtos III« 15. jula 1961. (Kondratjev, 1966).
1-efektivna temperatura; 2-albedo

Posmatrajmo sada grafik efektivne temperature. Veoma strm rast u vremenu od 10 čas. i 54 min. do 10 čas. i 55 min., tj. za svega jedan minut označava prelazak satelita iz Sredozemnog mora u oblast pustinje. Širokougaoni radiometar zabeležio je tom prilikom maksimalnu temperaturu od 305 °K. Dva minuta kasnije efektivna temperatura se naglo spustila do 260 °K i posle se relativno malo menjala. Razlog tome je nailazak satelita na tropsku oblast Sudana gde je u to vreme prodro monsun i atmosfera sadržavala velike količine vlage.

15.5. **Identifikacija oblačnosti radijaciom.** Nedostatak sistema televizijskih kamera za snimanje oblačnosti je taj što može da snima samo na osvetljenoj strani Zemlje. Taj nedostatak se može nadoknaditi identifikacijom oblačnog pokrivača na osnovu podataka merenja infracrvenog zračenja koje dolazi iz nižih slojeva atmoafere. U stvari, na osnovu toplotnog ili infracrvenog zračenja može se odrediti temperatura tela koje zrači. Pošto postoji velika razlika između temperature Zemljine površine i temperature gornje granice oblaka to će i dugotalasno zračenje, koje od njih potiče, znatno da se razlikuje. Zbog toga infracrveno zračenje može da se koristi kao veoma pogodno sredstvo za identifikaciju oblačnosti na neosvetljenoj strani Zemlje.

Na osnovu merenja zračenja u delu spektra od 8—12μ, koja su izvršena sa satelita »Tajros III« u periodu jul—septembar 1961.,jasno su se ispoljile tri osnovne karakteristike planetarne raspodele oblačnosti. To su:

1) pojas relativno niskih vrednosti temperature blizu ekvatora odgovara zoni znatne oblačnosti u tom pojasu;

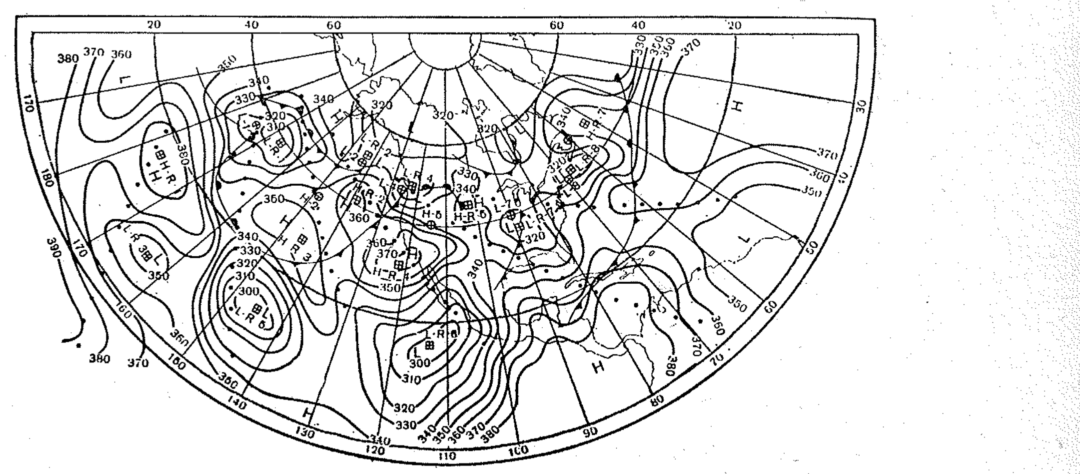
2) suptropski pojasevi visokih vrednosti efektivne temperature, raspoređenih sa obe strane ekvatora, pokazuju malu oblačnost u suptropima i

3) isključivo niske efektivne temperature u oblastima Istočnog Pakistana i Indije svedoče o postojanju velike oblačnosti sa visokom gornjom granicom u ovim oblastima.

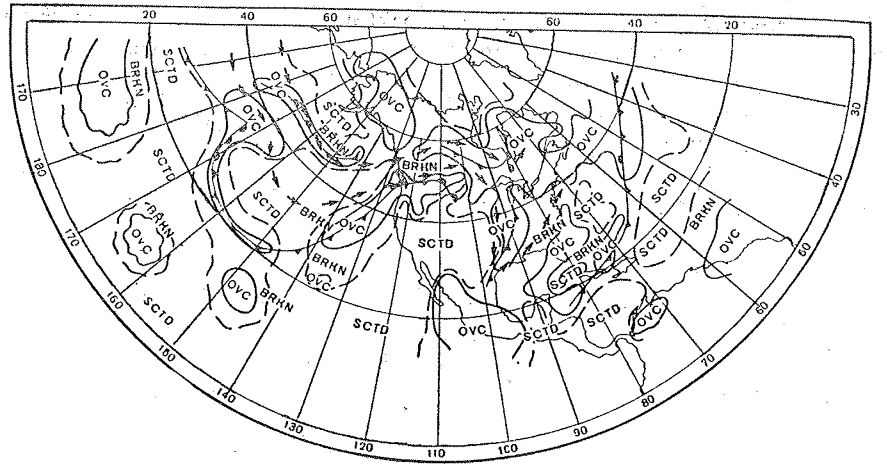
Detaljnom analizom osobenosti polja zračenja i poređenjima izvršenim sa prizemnim i aerološkim osmatranjima pokazalo se da polje efektivnih temperatura veoma jasno odražava karakteristike raspodele oblačnosti. Tako se na više primera pokazalo da se mogu jasno razlikovati oblačni sistemi hladnih i toplih frontova kao i frontova okluzije. Pored toga, polje dugotalasnog zračenja odražava ne samo položaj frontova već i njihovu intenzivnost, ukoliko su oštrina i dubina »radijacionih« dolina jasno vezani sa intenzitetom fronta.

Koristeći podatke o infracrvenom zračenju za period 1—3. decembra 1959. Weinstein i Suomi (1961) su sastavili i analizirali karte geografske raspodele ovog zračenja. Radi potpunijeg upoređenja oni su sačinili karte oblačnosti za isti period prema osmatranjima sa Zemljine površine, a u analizi su koristili standardne sinoptičke karte (prizemne i apsolutne topografije).

Pri poređenju ovih karata odmah se uočava vrlo tesna veza između polja infracrvenog zračenja i oblačnosti. To se može videti poređenjem karata prikazanih na slikama 15.5.1 i 15.5.2, koje su radi ilustracije uzete iz rada Weinsteina i Suomia. Tako, npr. veoma jasno se vidi da se zona minimalnih vrednosti dugotalasnog zračenja (*L-R*-1, *L-R*-3, *L-R*-5), na zapadnim delovima teritorije prikazane na karti, poklapa sa zonom slojaste oblačnosti. Uzrok ove visoke korelacije leži u postojanju oblačnosti velike vertikalne razvijenosti sa hladnom gornjom granicom u toj oblasti. Nasuprot tome oblast sa neznatnom oblačnošću u centru posmatrane teritorije poklapa se sa oblasti visokih vrednosti dugotalasnog zračenja *H-R*-1 i *H-R*-4.

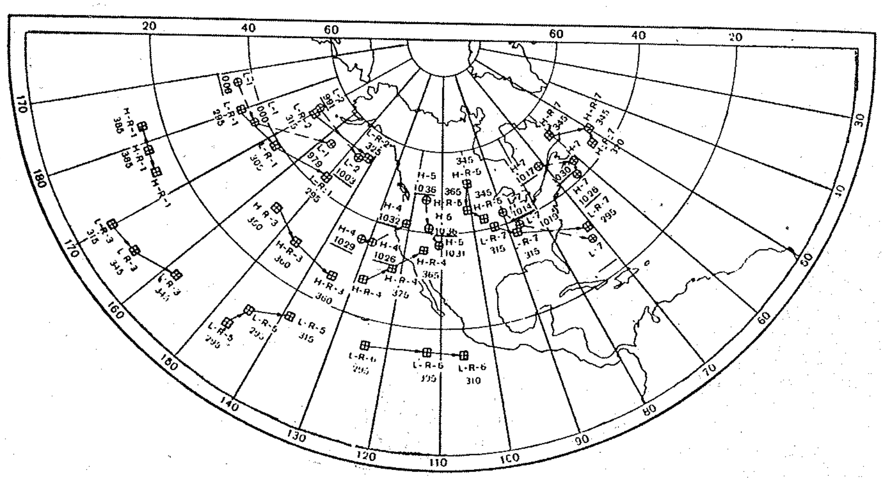


Sl. 15.5.1. Raspodela infracrvenog dugotalasnog zračenja po podacima merenja 2. decembra 1959. (10^{-3} cal/cm² min.). (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.5.2. Raspodela oblačnosti 2. decembra 1959. po podacima osmotrenim u terminima 00 čas. 00 min., 06 čas. 00 min. i 12 čas. 00 min. po Grinwichu (Kondratjev, 1966)

S obzirom da između barskih sistema i karaktera oblačnosti postoji uska veza to će karakteristike barskih sistema naći odraza i u polju dugotalasnog zračenja. Tako, npr. u oblasti ciklona i dobro razvijenih barskih dolina gornja granica oblačnog sistema je vrlo visoka i hladnija pa će na tim mestima biti izmeren minimum dugotalasnog zračenja. S druge strane, u centralnim i istočnim oblastima anticiklona gde je najčešće vedro biće izmerene maksimalne vrednosti dugotalasnog zračenja. Na osnovu podataka o dugotalasnom zračenju za period 1—3. decembra 1959. u 24 od ukupno 25 slučajeva u umerenim širinama severne hemisfere ustanovljena je uska veza između položaja ciklona i anticiklona i oblasti minimuma odnosno maksimuma dugotalasnog zračenja. Pri tome se uočava da su minimumi dugotalasnog zračenja pomereni na istok u odnosu na centre ciklona a maksimumi na istok od centara anticiklona.



Sl. 15.5.3. Trajektorije premeštanja ekstrema prizemnog pritiska i infracrvenog zračenja (1—3. decembar 1959). (Kondratjev, 1966)

Uska veza između barskih sistema i polja dugotalasnog zračenja omogućuje da se pomoću zračenja prati kontinuirano razvoj i premeštanje barskih sistema. Na sl. 15.5.3 prikazane su trajektorije centara niskog i visokog pritiska u prizemlju (isprekidane linije) i oblasti minimuma i maksimuma dugotalasnog zračenja (neprekidne linije) u periodu od 1—3. decembra 1959. godine. Na slici je prikazano 7 sistema niskog i visokog pritiska sa odgovarajućim minimumima odnosno maksimumima dugotalasnog zračenja. U svim slučajevima osim jednog premeštanja prizemnih sistema pritiska veoma dobro je praćeno premeštanjem odgovarajućih centara zračenja.

Često je potrebno da se zna visina gornje granice oblaka. S obzirom da pomoću merenja dugotalasnog zračenja možemo znati temperaturu gornje granice oblaka to, ukoliko raspolažemo sa vertikalnim profilom temperature, možemo lako izračunati visinu gornje granice oblačnog sloja ili vrhova oblaka vertikalnog razvitka. Za ovu svrhu su Fritz i Winston (1962) razradili metod za korišćenje podataka o dugotalasnom zračenju merenom sa satelita. Po njihovom metodu problem izračunavanja visine gornje granice oblaka se postiže korišćenjem karata izotermi na izobarskim nivoima 700, 500 i 300 mb.

Na osnovu izlaganja u ovom poglavlju vidi se da mnogi važniji meteorološki sistemi mogu u principu biti identifikovani i njihove karakteristike proučene po osobenostima raspodele polja zračenja. To pokazuje da se razvio nov pravac istraživanja koji je dobio naziv radijaciona sinoptika. O praktičnim rezultatima dosadašnjeg razvoja ove discipline i problemima koji još treba da se reše biće govora u narednom poglavlju.

15.6. **Praktično korišćenje televizijskih i infracrvenih snimaka.** Posle iskustva od svega nekoliko godina danas se već vrlo uspešno koriste podaci sa meteoroloških satelita u analizi i prognozi vremena. Najviše uspeha se postiže u identifikaciji oblačnosti, analizi tropskih i vantrospkih ciklona, atmosferskih frontova, zona magli i nepogoda, ledenih i snežnih površina, itd. Upotreba podataka sa meteoroloških satelita u praktične svrhe biće ovde kratko izložena.

Za predaju televizijskih snimaka postoje dva tehnička rešenja. Prvo od njih je takvo da snimci dobijeni televizijskim kamerama bivaju upisani na magnetoskopsku traku i tek dolaskom satelita u oblast u kojoj se nalazi specijalna stanica za prijem podataka sa satelita, po komandi sa Zemlje, podaci bivaju predati. U drugom slučaju snimci koji se snimaju televizijskim kamerama ne zadržavaju se na satelitu već se neposredno predaju.

Problem predaje slika sa satelita još uvek nije uspešno rešen, jer se sa satelita mogu jasno primati informacije samo ako se satelit nalazi u vidnom polju stanice na Zemlji u kojoj se primaju podaci. Zbog toga, ako se žele primiti snimci za veći deo Zemljine površine moraju se na satelitu ugraditi uređaji za »memoriranje« slika, a ako se zadovoljavamo sa relativno manjom površinom onda se može koristiti neposredno emitovanje snimaka.

Veliki svetski meteorološki centri obično nastoje da prikupe snimke oblaka za što je moguće veći deo Zemljine površine. Zbog toga oni postavljaju na više mesta stanice sa specijalnim uređajima za primanje podataka sa satelita. Iz tih stanica podaci se odmah prosleđuju u glavni centar gde se vrši nefoanaliza (analiza oblaka) po specijalno razrađenim metodima. Dobijeni rezultati nefoanalize koriste se u obliku šematskih karata oblačnosti, koje se putem faksimila prenose manjim meteorološkim centrima, ili se u šifrovanom obliku u vidu depeša predaju. U ovom drugom slučaju po prijemu depeše potrebno je da se ista dešifruje i podaci nanesu na kartu.

Meteorološki sateliti sa uređajima za automatsku predaju snimaka bez zadržavanja su veoma pogodni za korišćenje njihovih podataka u malim centrima. Apa-

rati za direktan prijem informacija sa satelita su relativno prosti i jevtini. Oni su u stanju da za vrlo kratko vreme (vreme preletanja satelita preko vidnog polja) prime snimke za površinu, koja se u zavisnosti od visine satelita i tipa televizijske kamere, proteže u pravcu orbite 4000—6000 km a u širinu 1000—3000 km. Velika pogodnost ovih aparata je da se mogu lako instalirati na bilo kojem mestu.

Prema tome danas se mogu sresti u praktičnoj upotrebi satelitski snimci oblaka u tri osnovna vida:

1) fotografije koje se prenose faksimilima (uređaji za prenos slike);

2) fotografije koje se direktno primaju za lokalno područje sa satelita i

3) nefoanaliza šifrovana ili kao šematizovana karta koja se prenosi faksimilom.

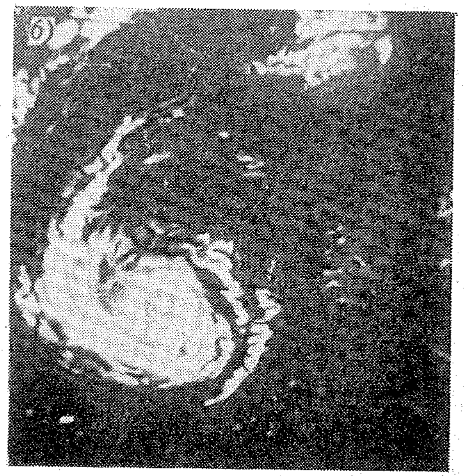
Na osnovu dosadašnjeg iskustva u korišćenju ovog materijala u analizi vremena pokazalo se da snimci sa meteoroloških satelita omogućuju izradu stvarne i veoma tačne karte oblačnosti. Ovde je važno pomenuti da predstava koja se dobija o oblačnosti na osnovu satelitskih osmatranja i osmatranja sa mreže meteoroloških stanica se veoma razlikuje. Vidik sa satelita je oko 100 puta veći od vidika osmatrača sa Zemlje. Zbog toga fotografija sa satelita predstavlja stvarno polje oblačnosti dok prizemna osmatranja daju polje oblačnosti diskretnog karaktera. Drugi važan činilac predstavljaju snimci sa meteoroloških satelita što na okeanima i u polarnim oblastima, gde je mreža stanica veoma retka, pomažu tačnijem određivanju položaja barskih centara i frontova, daju njihove razmere i druge važne karakteristike.

15.7. **Karakteristike oblačnih sistema velikih razmera.** Dosadašnja analiza televizijskih snimaka pokazala je da postoji niz posebnih oblika oblačnih sistema koji održavaju procese velikih razmera u atmosferi. Njih je moguće grupisati u sledećih 6 grupa.

1) *Oblici spiralnog oblika ili oblašni vrtlozi.* Ovaj tip je najčešće vezan za ciklone umerenih širina (primer sl. 15.7.1) i sa ciklonima i nepogodama tropskih širina (primer sl. 15.7.2).

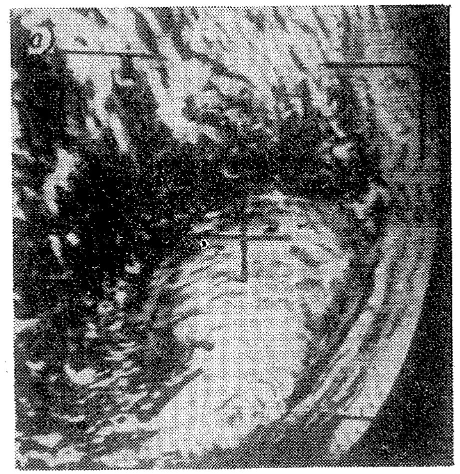


Sl. 15.7.1. Spiralni tip oblaka (Kondratjev, 1966)

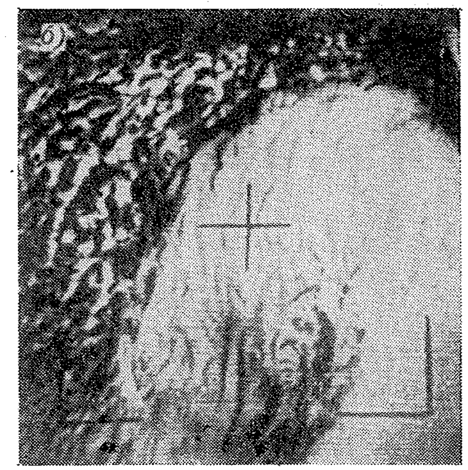


Sl. 15.7.2. Oblačni vrtlog (Kondratjev, 1966)

2) *Oblačne mase u obliku zareza ili polumeseca.* Ovaj tip oblaka održava oblačni sistem ciklona u početnom stadijumu okludiranja. Kada je ciklon vertikalno dobro razvijen (ima zatvorenu ciklonsku cirkulaciju na nivou 500 mb) i dobro razvijenu dolinu sa izrazitom zonom baroklinosti oblačni sistem ima oblik zareza (primer sl. 15.7.3). Kada ciklon nije dovoljno vertikalno razvijen njegov oblačni sistem ima oblik polumeseca (primer sl. 15.7.4).

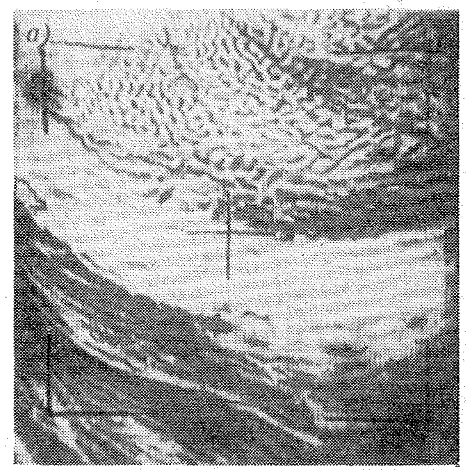


Sl. 15.7.3. Oblačna masa u vidu zareza (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.7.4. Oblačna masa u vidu polumeseca (Kondratjev, 1966)

3) *Osnovne oblačne trake.* Ovaj tip oblaka je najčešće vezan za sinoptičke sisteme kao što su troposferski frontovi, hladni frontovi drugog roda, predfrontalne linije nestabilnosti, konvergencija i nestabilnost u hladnom vazduhu u zadnjem delu ciklona; zatim sa osnovnim zonama konvergencije u tropskim širinama i mlaznim strujama (primer slika 15.7.5).



Sl. 15.7.5. Oblačna traka hladnog fronta (Kondratjev, 1966)

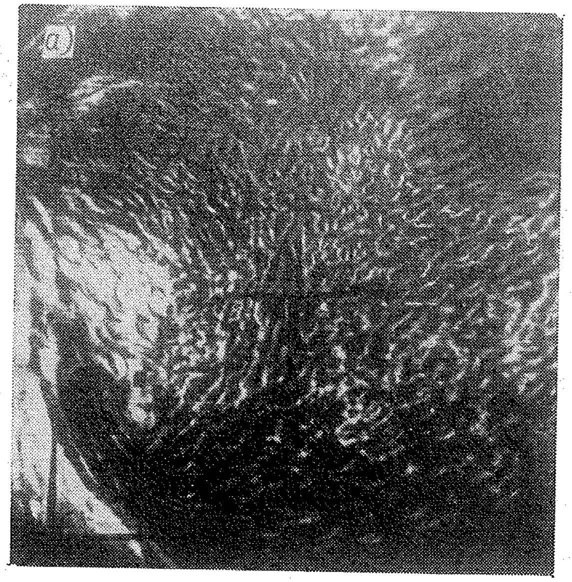
4) *Polja konvektivnih oblaka velikih razmera.* Polja konvektivnih oblaka u obliku ćelija različitih veličina najčešće se mogu osmotriti u hladnom vazduhu zadnjeg dela ciklona. Udaljavajući se od hladnog fronta oblaci vertikalnog razvitka dobijaju sve izrazitiji ćelijski oblik. Ponekad se ovi oblaci grupišu i obrazuju luk ili krug prečnika nekoliko desetina kilometara.

5) *Polja slojastih oblaka velikih razmera.* Ova grupa oblaka najčešće se javlja u hladnoj polovini godine na zapadnim i severnim oblastima anticiklona i toplim sektorima ciklona u toploj i stabilnoj vazdušnoj masi.

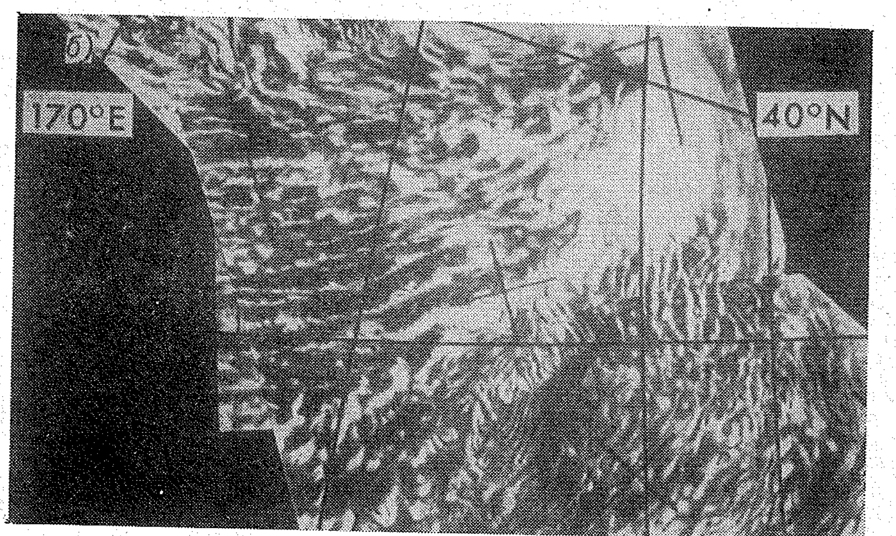
6) *Velika polja jednorodnih tipova oblaka velikih i srednjih razmera.* Ovaj tip oblaka obuhvata oblake unutar vazdušne mase, čija se jednorodna struktura proteže iznad većih geografskih oblasti.

Po ovim oblacima moguće je suditi o karakteru sinoptičkih procesa. Tako npr. ćelijski konvektivni oblaci pokazuju da u nižim slojevima postoji nestabilnost

a u višim stabilnost vazdušne mase (primer sl. 15.7.6), ili oblaci vertikalnog razvitka mezorazmera pokazuju da je vazdušna masa u celini nestabilna (primer sl. 15.7.7).



Sl. 15.7.6. Konvektivni oblaci ćelijskog oblika malih i srednjih razmera unutar vazdušne mase (Kondratjev, 1966)

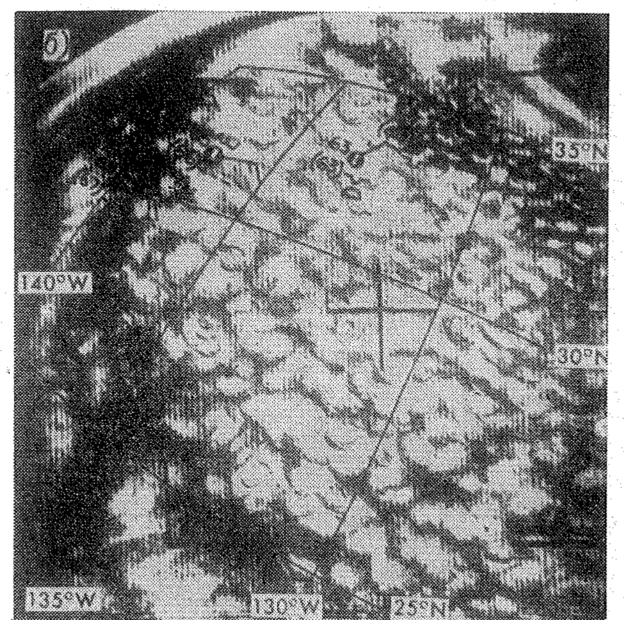


Sl. 15.7.7. Nizovi konvektivnih oblaka malih i srednjih razmera unutar vazdušne mase (Kondratjev, 1966)

15.8. **Karakteristike oblačnih sistema srednjih razmera.** Na osnovu detaljne analize snimaka oblaka sa satelita i njihovog poređenja sa prizemnim osmatranjima i foto snimcima sa aviona, oblaci srednjih razmera su svrstani u 7 grupa. Ovde će biti date njihove osnovne karakteristike.

1) *Oblaci vertikalnog razvitka u obliku pravih ili malo izvijenih traka.* U ovaj tip spadaju neke podvrste oblaka Cu, Cb, Sc i Ci. U zavisnosti od orijentacije oblačnih traka u odnosu na promene vetra na nivou gornje granice oblaka ovaj tip oblaka se deli na paralelne i normalne u odnosu na pravac strujanja. Oblaci čije su trake paralelne pravcu vetra ili u pravcu vertikalne promene vetra u sloju konvekcije pripadaju paralelnom tipu. Nasuprot tome, oblaci čije se trake pružaju normalno na pravac vetra pripadaju normalnom tipu. Paralelni tip po pravilu, obrazuju slabo razvijeni Cu koji se nalaze na bliskom odstojanju jedan od drugog. Normalni tip najčešće obrazuju talasasti Sc i dobro razvijeni Cu i Cb sa intervalima odstojanja od nekoliko desetina kilometara.

2) *Oblaci vertikalnog razvitka u obliku šupljih ćelija.* U ovaj tip spadaju oblaci Cu, Sc, Ac i Cb retko razbacani i ravnomerno raspoređeni iznad neke oblasti (primer sl. 15.8.1).

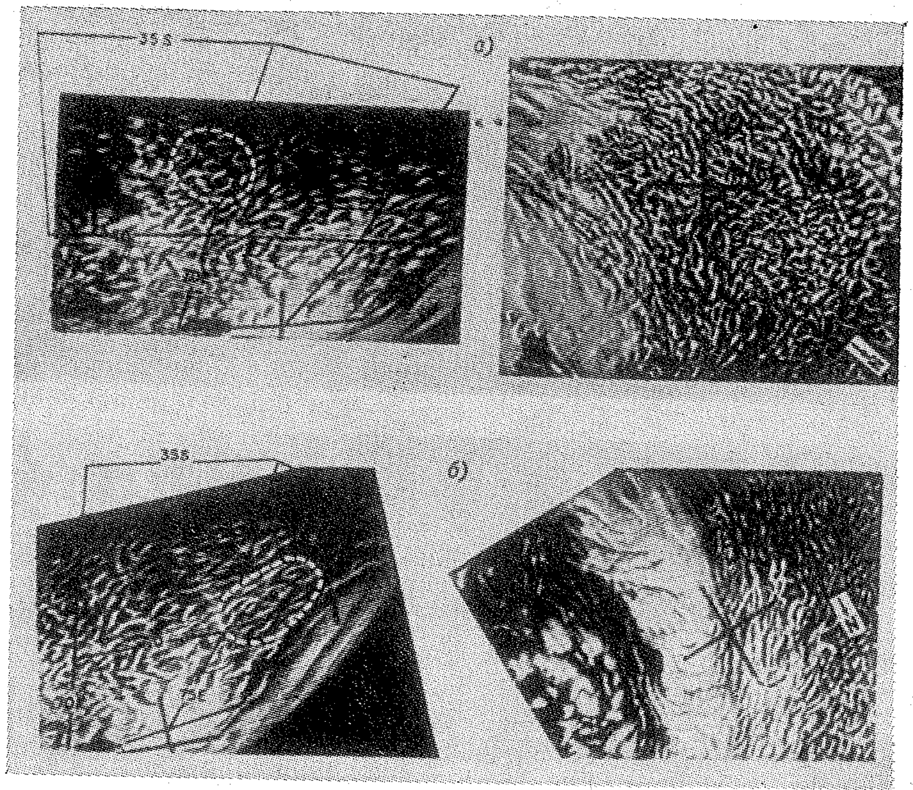


Sl. 15.8.1. Oblaci vertikalnog razvitka u obliku punih ćelija (Kondratjev, 1966)

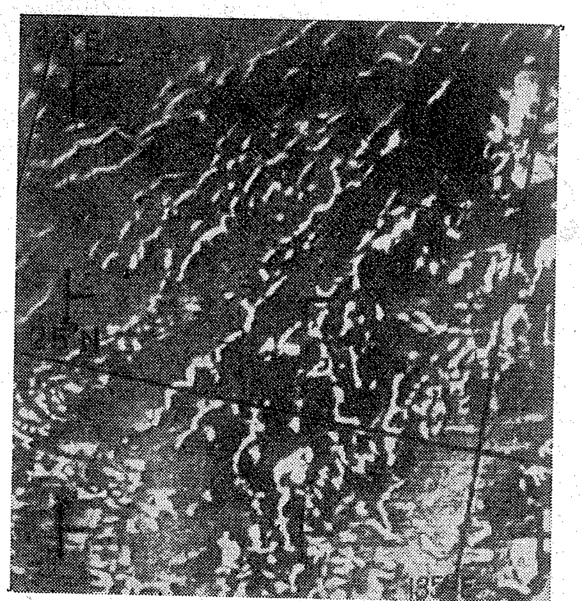
3) *Oblaci vertikalnog razvitka u obliku šupljih ćelija.* U ovoj grupi oblaka ćelije se sastoje iz kruga oblaka vertikalnog razvitka oblika tornja sa unutrašnjim prečnikom 20—50 km (primer sl. 15.8.2). Kao što se sa slike vidi unutar kruga je vedro ili se mogu osmotriti oblaci slabe konvekcije.

4) *Oblaci u obliku crva (ili cik-cak forma).* Ovaj tip oblaka je karakterističan za niže geografske širine. Na sl. 15.8.3 prikazan je primer ovog tipa sa oblacima Cu i Sc.

5) *Kumulusni oblaci slojaste forme.* Ovaj tip oblaka obuhvata talasaste oblake Sc, Ac i Ci sa intevalima 5—20 km i oblake mlazne struje u obliku pravih traka sa međusobnim rastojanjima 10—100 km.



Sl. 15.8.2. Oblaci vertikalnog razvitka u obliku šupljih ćelija (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.8.3. Oblaci vertikalnog razvitka u obliku crva (Kondratjev, 1966)

6) *Slojasti oblaci vlaknaste forme.* Ovaj tip se uglavnom javlja u obliku Ci na toploj strani mlazne struje. Vlakna sive nijanse protežu se u pravcu vetra. Ovakva struktura je u vezi sa velikim horizontalnim smicanjem vetra. Ponekad Ci na toploj strani mlazne struje mogu se osmotriti u obliku jedne trake širine 50—150 km. Takođe se mogu osmotriti i tanki As koji se na snimcima vide kao vlakna bele nijanse.

7) *Slojasti nevlaknasti oblaci.* Ovaj tip uključuje u sebe po prostranstvima velike sisteme oblaka i prašine. Tu spadaju: a) oblačni sistemi Ns-As dobro razvijeni po vertikali koji po snimcima imaju veoma beo sjaj; b) sivi i tamno sivi Cs i tanki Sc; c) beli gusti oblaci St i Sc i d) oblaci iz prašine debljine preko 3000 m.

15.9. **Karakteristike oblaka uslovljenih orografijom.** Snimci sa meteoroloških satelita predstavljaju izvanrednu osnovu za proučavanje karakteristika oblaka i oblačnih sistema srednjih razmera, koji se javljaju u atmosferi kao posledica dejstva orografije na vazdušna strujanja. Na osnovu dosadašnje analize satelitskih fotografija oblaci i oblačni sistemi vezani za orografiju mogu se svrstati u sledećih 9 grupa.

1) Oblačne trake na privetrinskoj strani planinskih masiva koje nisu u vezi sa atmosferskim frontovima;

2) Razbijena oblačnost ili naprsline u oblačnom pokrivaču na zavetrinskoj strani planinskog masiva pri uslovima postojanja slojaste oblačnosti na njegovoj privetrinskoj strani;

3) Oblaci vertikalnog razvitka koji se obrazuju kao posledica vertikalnih kretanja vazduha na planinskom masivu;

4) »Skriveni talasi« — stvaranja oblaka, vezanih sa talasnim kretanjima vazdušne struje nad planinskom oblasti;

5) Izolovani oblaci sočivastog oblika (oblaci visinskih talasa);

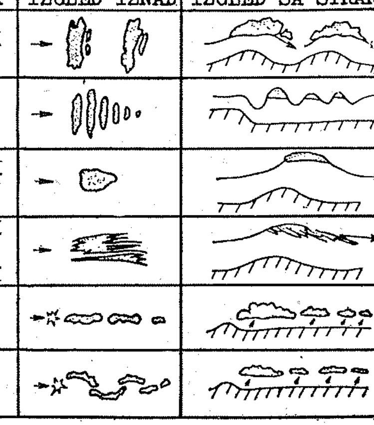
6) Oblaci vertikalnog razvitka koji po svojoj formi podsećaju na šljivu;

7) Velike rastegnute usamljene linije oblaka iznad okeanskih ostrva;

8) Granica oblačne zone koja se poklapa sa obalskom linijom i

9) Magle i niska slojasta oblačnost čije su obrazovanje i evolucija vezani za uticaj orografije.

PODVRSTE OBLAKA		VISINA OBLAKA	ŠEMATSKI PRIKAZ	
			IZGLED IZNAD	IZGLED SA STRANE
TALASI UJEDNAČENOG IZGLEDA	TALASASTI OBLIK OBLAKA	NISKI		
	OBLACI OROGRAFSKIH TALASA	NISKI		
OBLACI U OBLIKU SOČIVA (AC LENT)		SREDNJI ILI VISOKI		
PREJASTI OBLACI TALASASTOG OBLIKA		SREDNJI ILI VISOKI		
OBLACI U OBLIKU TRAKE		NISKI		
OBLACI U OBLIKU LUKA I VRTLOGA		NISKI		



Sl. 15.9.1. Šematski prikaz obrazovanja oblaka srednjih razmera u planinskoj oblasti (Kondratjev, 1966)

Na sl. 15.9.1 šematski su prikazane neke situacije stvaranja oblaka srednjih razmera u planinskoj oblasti. Iz ove slike se vidi da oblaci srednjih razmera, koji se obrazuju pod dejstvom orografskih prepreka, imaju posebne karakteristike koje se ne mogu na sinoptičkim kartama videti. Zbog toga slike sa meteoroloških satelita predstavljaju dragocen dopunski materijal za analizu oblačnih sistema u planinskim oblastima.

15.10. **Osmatranja leda i snega sa satelita.** Prema podacima koje je izneo Thiel (1962) zapremina leda na Zemlji iznosi 26,7° 10^3 km^3 i on pokriva 10% celokupne Zemljine površine. Zapremina i površina leda na Zemlji nije konstantna već postoje sezonske i sekularne promene. Ove promene najizrazitije se vide kroz pomeranje granica ledenog pokrivača koji se može dobro pratiti sa satelita. Podaci ove vrste su značajni za proučavanje vodenog i toplotnog bilansa na Zemlji.

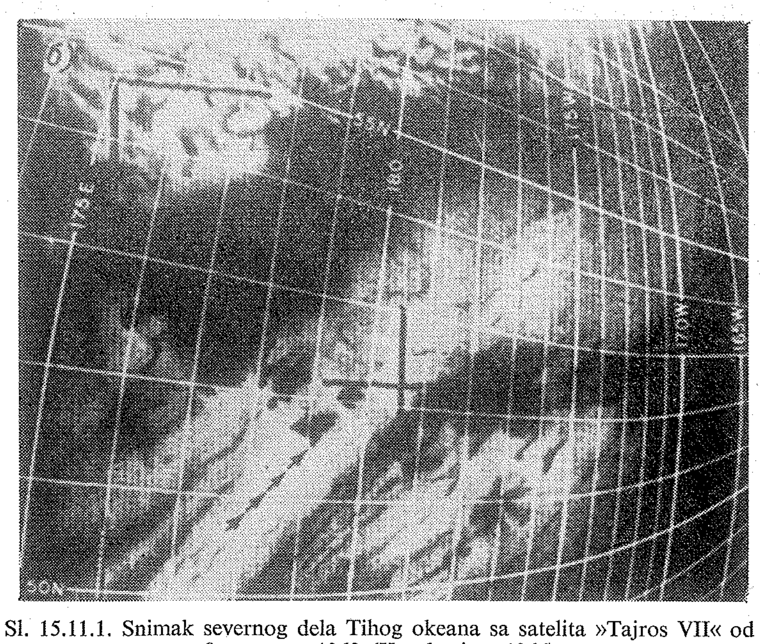
Drugi važan podatak koji se može dobiti osmatranjima sa satelita je raspored lednika koji plivaju po morskoj površini. Poznavanje rasporeda ovih pokretnih lednika ima velikog praktičnog značaja za plovidbu morem. U sadašnje vreme postoji služba koja prati kretanje lednika. Ovu službu obavljaju avioni koji vrše specijalne letove, putnički brodovi, ledolomci i drugi plovni objekti, obalske osmatračnice i dr. Međutim, ovako organizovana služba obaveštavanja o stanju i kretanju lednika na morima je veoma skupa i uz to iako dosta razgranata, ne može da pruži obaveštenja za velik deo morske površine po kojoj plivaju sante leda. Po dosadašnjim rezultatima pokazalo se da se ovaj zadatak može pomoću satelita obaviti znatno efikasnije, sveobuhvatnije i jevtinije. Ovde treba istaći da još uvek najveću teškoću predstavlja raspoznavanje snega i leda od oblaka, kao i određivanje takvih karakteristika kao što su smanjenje ili povećanje debljine leda, prskanje lednika i dr. Led na morskoj površini razlikuje se od oblaka na snimcima snimljenim sa satelita po svojoj čisto beloj površini, koja se za razliku od oblaka retko menja od dana do dana, kao i po oštro oivičenim linijama koje ukazuju na vodu između santi leda.

U hladnoj polovini godine neka jezera na većim geografskim širinama se zalede. Ona se tada vide jasno na satelitskim snimcima kao svetli odraz čiji oblici odgovaraju geografskim oblicima jezera.

Snežni pokrivač predstavlja rezervu vode sa kojom se u poslednje vreme sve više računa u privrednim planovima zemalja. U planinskim predelima snežni pokrivač se znatno duže zadržava nego u ravnicama. U takvim slučajevima snežni pokrivač se vidi kao belo platno koje ima oblike planinskih masiva. Ono je svetlije od oblaka i dosta se lako identifikuje. Pored toga snežni pokrivač je kao i ledeni pokrivač postojaniji u toku vremena od oblačnog pokrivača pa se analizom fotografija oblačnog pokrivača od dana do dana može oceniti položaj i konfiguracija snežnog i ledenog pokrivača.

15.11. **Osmatranje magle sa satelita.** Zbog sličnosti izgleda i fizičkog sastava maglu je teško razlikovati od perjasto-slojastih oblaka na snimcima dobijenih sa satelita. Još veće teškoće nastaju kada se magla sliva sa niskim oblacima ili je zaklonjena sa njima. Međutim, ako se obrati posebna pažnja na više značajnih detalja, kao što su razlike u nijansama osvetljenosti, oblicima reljefa, raspodeli infracrvenog zračenja i sl., u određenim slučajevima magla se može pouzdano identifikovati.

Radi ilustracije ovde će biti prikazan primer jednog slučaja magle u oblasti severnog dela Tihog okeana snimanjem sa satelita »Tajros VII«. Posmatrajmo sliku 15.11.1. Na njoj se u pravcu SW-NE, kao što pokazuje strelica, pruža svetao pojas za koji bismo mogli zaključiti da predstavlja slojastu oblačnost. Ali ako ovu sliku uporedimo sa slikom 15.11.2, na kojoj je predstavljena raspodela infracrvenog zračenja, videćemo da takav zaključak ne bi bio tačan. Naime, po podacima o infracrvenom zračenju vidi se da je temperatura u delu prostora preko kojeg se pruža

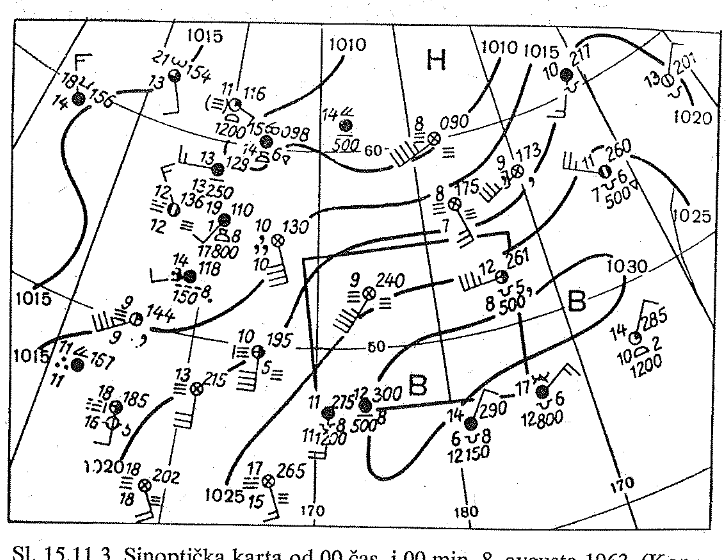


Sl. 15.11.1. Snimak severnog dela Tihog okeana sa satelita »Tajros VII« od 8. avgusta 1963 (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.11.2. Karta infracrvenog zračenja (8—12μ) po podacima izmerenim u periodu od 03 čas. 20 min. do 03 čas. 22 min. 8. avgusta 1963. sa satelita »Tajros VII« (Kondratjev, 1966.)

beli pojas za svega nekoliko stepeni niža od temperature okolne tamne vodene površine. S druge strane, ostale svetle oblasti koje se vide na ovoj slici imaju temperaturu za oko 20 °C nižu od temperature vodene površine. Ovakvom analizom može se smatrati da je beli svetli pojas, koji se pruža dijagonalno na slici, pouzdano identifikovan kao pojas magle a ne oblaka. Za potvrdu ispravnosti ove analize prikazana je na sl. 15.11.3 i sinoptička karta za datu oblast.



Sl. 15.11.3. Sinoptička karta od 00 čas. i 00 min. 8. avgusta 1963. (Kondratjev, 1966)

15.12. **Određivanje karakteristika vantropskih ciklona.** Zbog retke mreže stanica iznad mnogih prostranih oblasti na Zemljinoj površini nailazi se svakodnevno na teškoće pri analizi osnovnih karakteristika barskih sistema. Da bi se olakšale ove teškoće pristupilo se izučavanju odnosa između karakteristika barskih sistema i raspodele oblačnosti na fotografijama dobijenih pomoću satelita. Ovo izučavanje je pre svega imalo za cilj:

1) da se uspostavi veza između položaja oblačnih vrtloga i centara niskog pritiska na površini Zemlje;

2) da se uspostavi veza između položaja oblačnih vrtloga i položaja centra niskog pritiska na nivou 500 mb;

3) da se odrede odstupanja pritiska i visine površine 500 mb od normale u oblastima oblačnih vrtloga pri čemu su uzimane u obzir sezonske razlike.

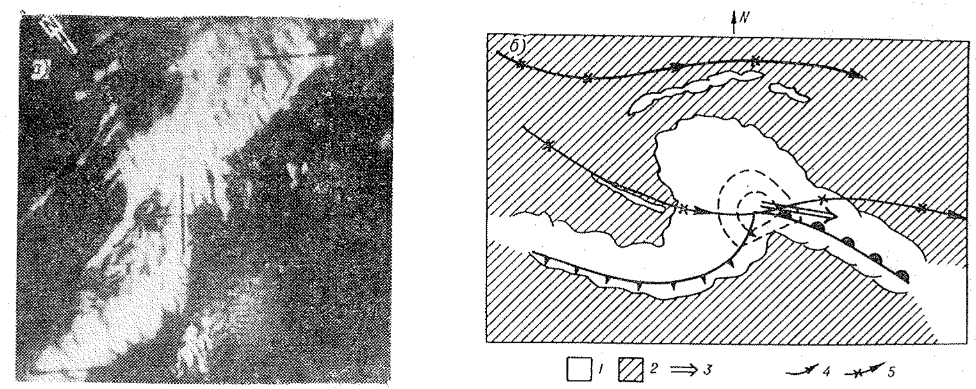
Na osnovu većeg broja slučajeva ova ispitivanja su dovela do rezultata koji već imaju teorijsku i praktičnu vrednost. Neke najvažnije rezultate ćemo ovde pomenuti.

U početnom stadijumu razvoja ciklona, koji se još zove stadijum talasa na frontu, oblačni sistem u obliku vrtloga po pravilu ne postoji. Vrtložni oblik oblačnog sistema u ciklonu, koji predstavlja talas na frontu, maskiran je širokom zonom frontalnog oblačnog sistema. Za prepoznavanje ciklona na fotografijama sa satelita kao talasa na frontu preporučuje se korišćenje činjenice da novi cikloni nastaju na delu hladnog fronta ciklona koji se ranije obrazovao.

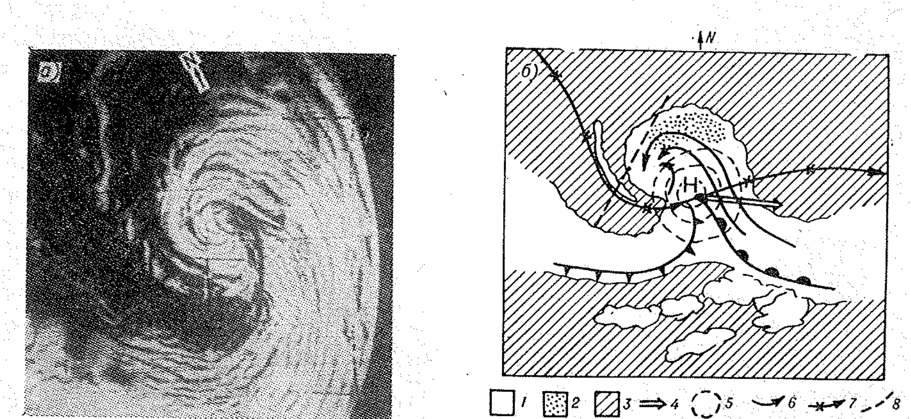
U stadijumu mladog ciklona do početka okludiranja talasni poremećaj na frontu vidi se po talasnoj izvijenosti frontalnog oblačnog sistema. Zona frontalne oblačnosti poklapa se sa pravcem frontalne zone na karti RT. Vrtložni oblik oblaka još uvek nije dovoljno izrazit da bi se mogao odrediti centar vrtloga. Šematski prikaz oblačnosti frontova i vazdušnih struja mladog ciklona kao i fotografija oblačnog sistema koji odgovara ovom stadijumu razvoja ciklona prikazani su na sl. 15.12.1.

Stadijum početka okludiranja ciklona predstavlja proces njegovog daljeg razvoja pri čemu produbljavanje ciklona ne utiče na asimetrično polje temperature.

Snimci oblačnih sistema pokazuju da se u ovom stadijumu razvoja ciklona može posmatrati spiralni oblik oblačnog sistema. Centar vrtloga je obično udaljen 150—300 km od centra ciklona na Zemljinoj površini i dosta je blizu centra ciklona na visini odnosno osi visinske doline. Sl. 15.12.2 ilustruje položaj spiralnog oblačnog sistema u ciklonu u stadijumu početka okludiranja.



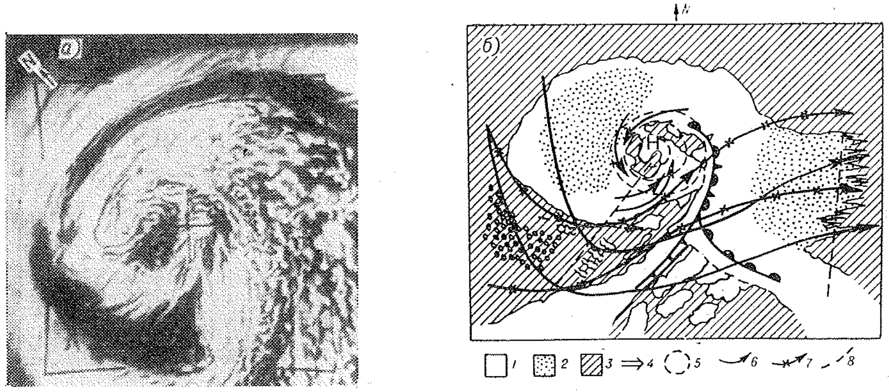
Sl. 15.12.1. Mladi ciklon:
a) snimak oblačnosti; b) šema oblačnosti, frontova i vazdušnih struja. 1-oblačnost; 2-površina kopna i mora; 3-pravac kretanja ciklona; 4-vazdušne struje u sredini troposfere; 5-vazdušne struje na nivou tropopauze (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.12.2. Početni stadijum okludiranja ciklona (Kondratjev, 1966).

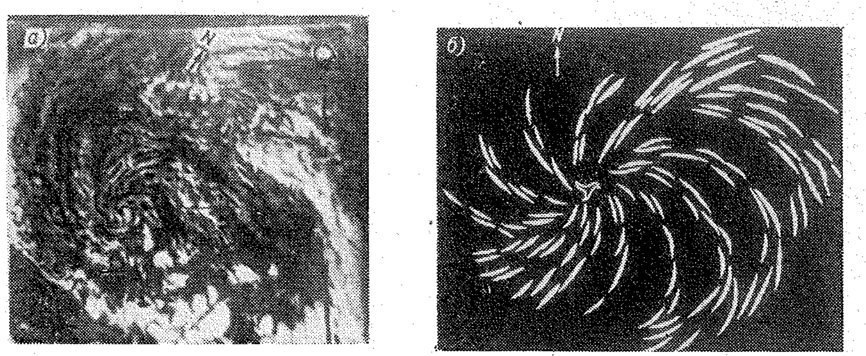
Stadijum potpuno okludiranog ciklona odlikuje se iščezavanjem temperaturne asimetrije u svim sektorima ciklona i rasplinjavanjem frontalnih zona. Oblačni sistem vrtložnog oblika karakterističan za ovaj stadijum prikazuje sl. 15.12.3. Visoki slojasti oblaci vide se na slici kao dugačke spiralne trake koje se dobro podudaraju sa zatvorenom ciklonskom konfiguracijom izohipsa na kartama apsolutne topogrcfije viših nivoa. Centar oblačnog vrtloga poklapa se sa centrom ciklona na visini i približava se centru ciklona u prizemlju. Oblaci vertikalnog razvitka mogu se osmotriti kao razbijena oblačnost u južnom delu ciklona dok u centralnom delu nastupa razvedravanje. Ponekad se u ovom stadijumu razvoja ciklona mogu osmotriti sekundarni oblačni vrtlozi na zapadnoj strani od osnovnog centra ciklona. Takva raspodela

oblaka vertikalnog razvitka i perjastih oblaka u obliku vrtloga vezana je za dobro izraženu dolinu u prizemlju i na visini u zadnjem delu ciklona. Interesantno je napomenuti da se ove doline mogu zapaziti pre na snimcima sa meteoroloških satelita nego po sinoptičkim podacima.



Sl. 15.12.3. Potpuno okludiran ciklon (Kondratjev, 1966)

Poslednji stadijum predstavlja fazu završnog popunjavanja ciklona. U tom stadijumu oblačni vrtlog je sastavljen od najraznovrsnijih oblika oblaka. Jedan tipičan primer oblačnosti u ovom stadijumu ciklona prikazuje sl. 15.12.4 Bitna karakteristika u ovom stadijumu je postojanje oblaka na raznim nivoima. Pri tome na nižim nivoima preovlađuju oblaci vertikalnog razvitka, a na višim slojasti i vlaknaste strukture. Sa slabljenjem ciklonskog vrtloga broj oblačnih traka se smanjuje, rastojanje između njih se povećava, a oblačni pokrivač u centralnom delu vrtloga sve se više razbija. Centar oblačnog vrtloga u ovom stadijumu ciklona poklapa se sa centrom niskog pritiska na visini dok je u prizemlju u hladnom vazduhu uglavnom bezgradijentno polje.



Sl. 15.12.4. Stadijum konačnog popunjavanja i iščezavanja ciklona (Kondratjev, 1966)

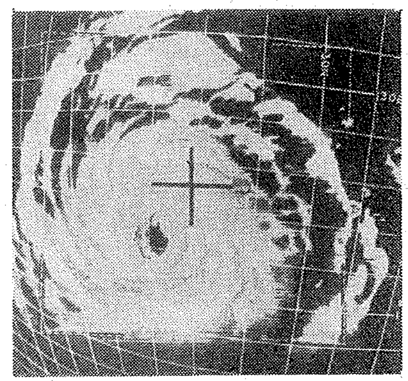
15.13. **Analiza tropskih ciklona.** Zbog veoma retke mreže meteoroloških stanica u tropskim širinama tropski cikloni često po nekoliko dana ostaju neotkriveni. Pa i kad se otkriju njihova analiza i smer kretanja su dosta nepouzdani. Meteorološki sateliti ovde znatno poboljšavaju situaciju. Pomoću njih se mogu otkrivati tropski

cikloni još u svom najranijem stadijumu razvoja, zatim precizno upoznati njihova struktura i kontinuirano pratiti njihovo kretanje.

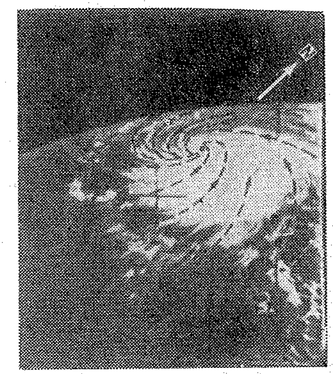
Kada je otkriveno postojanje tropskog ciklona kao prvi zadatak postavlja se određivanje položaja njegovog centra. Pomoću snimaka oblaka sa meteoroloških satelita određivanje položaja centra ciklona ne predstavlja neku teškoću. Ono se postiže na osnovu sledeća tri postupka:

1) Ako je oko ciklona dobro izraženo, položaj centra ciklona je određen položajem otvora u oblačnom pokrivaču (sl. 15.13.1). Neznatna greška koja pri tome može da se učini nastupa samo ako se oblačni sistem ciklona snima pod velikim uglom;

2) U slučaju kada oko ciklona nije jasno izraženo položaj centra ciklona se određuje po oblačnim trakama spiralnog oblika. Tačka konvergencije ovih traka predstavlja položaj centra tropskog ciklona (sl. 15.13.2):



Sl. 15.13.1. Slika tajfuna 18. avgusta 1962. sa jasno izraženim okom ciklona. Koordinate centra ciklona 31 °N 141°E (Kondratjev, 1966)



Sl. 15.13.2. Određivanje centra tropskog ciklona po konvergenciji oblačnih traka spiralnog oblika (Kondratjev, 1966)

3) Najzad, centar tropskog ciklona može se odrediti po centru oblačne mase jer je pokazano da oblačni sistem tropskog ciklona ima izvesnu simetričnost. Pri ovom načinu određivanja tačnost je manja nego u prethodna dva slučaja.

Analizirajući snimke tvopskog ciklona, dobijene sa meteoroloških satelita tipa »Tajros«, Fett je pokazao da se na osnovu karakteristika oblačnog sistema mogu identifikovati četiri razvojna stadijuma tropskog ciklona.

Prvi stadijum predstavlja početne karakteristike poremećaja u tropima. U ovom stadijumu ciklonska cirkulacija u prizemlju je slabo izražena ili se ne može zapaziti na sinoptičkim kartama, dok je na višim nivoima bolje razvijena. Na televizijskim snimcima ovaj stadijum se odražava po pojačanoj konvekciji u oblasti koja je većim delom pokrivena oblacima.

Drugi stadijum razvoja tropskog ciklona karakteriše se jednom zatvorenom izobarom u prizemlju i nešto gušćom masom oblaka unutar oblasti zatvorene izobare. Oblačnost najčešće ima oblik zareza, koji ima zaokrugljenu i oštro oivičenu zapadnu stranu.

Treći stadijum nema većih promena u formi oblaka, tj. i dalje se zadržava oblik zareza, ali se jasnije ističe vedrina u oku ciklona.

Četvrti stadijum predstavlja stadijum maksimalne razvijenosti. Na televizijskim snimcima u ovom stadijumu se vide spiralne trake oblaka širine do 200 km, koje konvergiraju u smeru ciklonske cirkulacije prema centru ciklona. Obično postoje dve spiralne trake oblaka koje su tako orijentisane da jedna zauzima jugozapadni a druga severoistočni deo ciklona.

Najvažnija karakteristika tropskih ciklona, naročito sa stanovišta bezbednosti ljudskih života i materijalnih dobara, je snaga vetrova u njemu. Poznato je da su najveće brzine vetra u tropskom ciklonu raspoređene u pojasu oko oka ciklona. Međutim, od neobično velike je važnosti da se zna maksimalna brzina vetra od koje zavisi razorna moć ciklona i širina pojasa jakih vetrova.

Proučavanjem razvoja tropskih ciklona po snimcima sa satelita ustanovljeno je da se u zoni maksimalnih brzina vetra obrazuje intenzivna oblačnost vertikalnog razvitka. Sa daljim razvojem ciklona iznad oblaka vertikalnog razvitka obrazuju se perjasti oblaci koji u ciklonskoj cirkulaciji dobijaju oblik spiralnih traka. Detaljnim proučavanjem prizemnih podataka i satelitskih snimaka oblaka pokazalo se da širina i oblik spiralne trake perjastih oblaka odgovara širini i obliku zone maksimalnih brzina vetra. S druge strane po tipovima oblaka unutar kruga i po prečniku spoljašnjeg kruga kojeg obrazuje svetla spiralna traka perjastih oblaka moguće je odrediti najverovatniju vrednost maksimalne brzine vetra u prizemlju u tropskom ciklonu. Za određivanje ovih karakteristika tropskog ciklona na osnovu snimaka oblaka postoji detaljno razrađena metodika. Međutim, to ovde nećemo razmatrati pa se čitaoci, koji se sa njom žele podrobnije upoznati, upućuju na knjigu Kondratjeva i saradnika (1966).

LITERATURA

Fritz, S., and J. S. Winston, 1962: *Synoptic use of radiation measurments from satellite* TIROS II. Monthly Weather Rev., Vol. 90, No. 1;

Hanel, R. A., 1961: *An instrument to measure the solar constant from a satellite.* NASA, Techn. Note, D-674;

Kondratjev, K. J., E. P. Borisenkov, A. A. Morozkin, 1966: *Praktičeskoje ispoljzovanije danih meteorologičeskih sputnjikov.* Lenjingrad, Gidrometeorologičeskoje izdatelj., 374;

Thiel, E., 1962: *The amount of ice on planet Earth.* Antactic Research Geophys. Monograph., No. 7;

Weinstein, M. and V. E. Suomi, 1961: *Analysis of satellite infra-red radiation measurements on a synoptic scale.* Monthly Weather Rev., Vol. 89, No. 11;

Wexler, H., 1961: *Meteorology.* Sci. Space, N. Y., McGraw Hill;

World Meteorological Organization, 1964: *Inter-regional seminar on the interpretation and use of meteorological satellite data.* Part I, part II. Tokio, 27. November — 8 December 1964, Japan Meteorological Agency, 314;

GLAVA XVI

SVETSKO METEOROLOŠKO BDENJE

16.1. **Principi Svetskog meteorološkog bdenja.** Ubrzan razvoj urbanizacije i privrede u svim zemljama sveta dovodi ljudski život i delatnost u sve veću zavisnost od atmosferskih zbivanja. To meteorologiji u modernom svetu daje sve važniju ulogu i značajnije zadatke.

Jedan od najvažnijih zadataka koje pred meteorologiju postavlja savremen razvoj privrede, naročito vazduhoplovstva, je znatno poboljšanje tačnosti kratkoročnih prognoza vremena. S druge strane, planiranje u proizvodnji, turizmu i drugim oblastima ljudske aktivnosti zahtevaju pouzdanije prognoze vremena na duži rok. Da bi se ovi kao i drugi važni zadaci uspešno rešili potrebno je prethodno postići bolje poznavanje i razumevanje procesa u atmosferi. To se, međutim, može postići uvođenjem u meteorologiju novih tehničkih sredstava koja omogućuju osmatranja atmosfere, transmisiju i obradu meteoroloških informacija u planetarnim razmerama.

U poslednje dve glave ove knjige govoreno je o meteorološkim radaraima i satelitima kao novim tehničkim sredstvima u meteorologiji. Da bi se dobila jasnija predstava o grandioznim mogućnostima ovih novih tehničkih sredstava navešćemo kao primer odnos između broja informacija koji daje postojeći klasični sistem osmatranja i meteorološki sateliti. Prizemna sinoptička karta, koja se odnosi na jedan sinoptički termin i koja je sastavljena na osnovu svih sinoptičkih izveštaja postojeće mreže stanica na svetu, sadrži oko 10^4 podataka. Međutim, samo jedna slika oblaka iznad cele Zemljine površine ekvivalentna je broju od 10^7 podataka. Pouzdano se očekuje da će već do 1975. godine meteorološki sateliti biti u stanju da samo u toku jednog dana pruže oko 10^{10} podataka. To znači nekoliko stotina hiljada puta više od broja podataka koji danas pruža čitava svetska mreža meteoroloških stanica (WWW Planning Report No. 18).

Sasvim je razumljivo da u čovekovoj moći više nije da ovako ogroman broj podataka u srazmerno kratkom vremenu sredi, pregleda i klasičnim metodima analizira. Zbog toga, pre nego što se broj podataka poveća do te mere potrebno je da se pomoću elektronskih računskih mašina velikih brzina i kapaciteta automatizuje prijem, sređivanje i analiza meteoroloških podataka. Pri tome se predviđa da će za ove potrebe biti korišćene ne samo digitalne (cifarske) već i drugi tipovi elektronskih mašina, kao npr. takozvane mašine za obučavanje koje su pogodne za raspoznavanje kontura i zasenčenih površina. Sa ovim mašinama vršeni su eksperimenti na sinoptičkim kartama i slikama oblaka. Pokazalo se da one sasvim dobro raspoznaju zone sa padavinama od oblasti bez padavina kao i različite tipove oblaka. Smatra se da će ovakvi tipovi mašina biti veoma korisni za analizu fotografija oblačnog pokrivača i polja dugotalasnog zračenja.

Nove tehničke mogućnosti podstakle su meteorologe da pristupe izgradnji jednog znatno složenijeg i efikasnijeg sistema analize i prognoze vremena planetarnih razmera. Taj sistem je dobio naziv »Svetsko meteorološko bdenje«. Na V kongresu Svetske meteorološke organizacije, održanom u aprilu 1967. godine, usvojene su osnovne koncepcije i principi Svetskog meteorološkog bdenja (SMB) kao i program koji će biti finansiran u okviru Svetske meteorološke organizacije (SMO) u periodu 1968—1971. godine.

Prema rezolucijama SMO usvojenim na V kongresu osnovne koncepcije i principi Svetskog meteorološkog bdenja su sledeći:

1) Prvenstveni cilj SMB je da osigura da sve zemlje — članice SMO dobiju meteorološke informacije koje im trebaju, kako za operativne svrhe tako i za istraživanja zbivanja u atmosferi;

2) SMB je zamišljeno kao sistem svetskih razmera koji treba da se izgradi zajedničkim naporima svih članica, a koji će biti koordiniran, i u nekim slučajevima potpomagan od strane SMO i drugih međunarodnih organizacija;

3) Jedan od veoma važnih ciljeva SMB je da podstiče i olakšava istraživački rad koji je potreban da se poboljša tačnost i produži rok prognoze vremena kao i da pruži procenu mogućnosti veštačkog uticaja na vreme i klimu;

4) S obzirom na nedostatak dovoljno kvalifikovanog meteorološkog kadra svih kategorija u mnogim zemljama, uspešno ostvarenje i funkcionisanje SMB zavisiće u velikoj meri od odgovarajućeg programa obrazovanja i obučavanja;

5) Za operativni rad meteorološki podaci moraju biti primljeni što je moguće brže i na maksimalno koordinirajući način, dok za istraživačke svrhe oni moraju biti tako obrađeni da su u svakom momentu dostupni za istraživanja;

6) Osnovni delovi ili komponente SMB su:
Planetarni sistem osmatranja;
Planetarni sistem obrade podataka;
Planetarni sistem telekomunikacija;
Program istraživanja i
Program obrazovanja i obuke;

7) Svaki od navedenih delova u prethodnoj tački razmatra se posebno u planu SMB. Međutim, svi ovi delovi su usko vezani jedan sa drugim i ne treba da se posmatraju nezavisno;

8) SMB je zamišljeno kao dinamički sistem, dovoljno vitalan da bude adaptiran uslovima koji se menjaju. Nova tehnika osmatranja, telekomunikacija i obrade podataka treba da se uvede čim se pokaže da je dovoljno pouzdana i ekonomična;

9) Program SMB se prema tome sastoji od dva široka, kontinuirana i paralelna smera razvoja. Prvi smer obuhvata uvođenje savremene tehnologije u postojeći međunarodni meteorološki sistem za vreme finansijskog perioda 1968—1971. godine. Drugi smer obuhvata razvoj nove tehnologije koja će omogućiti ostvarenje krajnjeg cilja SMB.

16.2. **Planetarni sistem osmatranja.** Kao što je napred rečeno celokupna mreža meteoroloških stanica na Zemlji i sva sredstva koja se koriste za osmatranja čine zajedno Planetarni sistem osmatranja. Osnovni zadatak u planu koji se odnosi na ovaj deo SMB je poboljšanje postojeće mreže stanica i uvođenje novih sredstava osmatranja da bi se povećao broj i vrsta meteoroloških podataka o zbivanjima u atmosferi (WWW Planning Report No. 19).

Glavni nedostaci postojeće mreže meteoroloških stanica su u tome što su veliki delovi okeanskih površina, tropskih oblasti i nenaseljenih krajeva na kopnu neobuhvaćeni sa postojećom mrežom. Pretpostavlja se da će posebnim naporom zemalja — članica SMO neki od ovih delova Zemljine površine biti prekriveni mrežom stanica u toku nekoliko narednih godina. Realno je očekivati da će se uskoro ostvariti jedan od osnovnih ciljeva ovog dela SMB, a to je da iznad svih kontinenata prosečno odstojanje između radiosondažnih stanica bude manje od 1000 km. Ovo će se postići osnivanjem 47 novih radiosondažnih stanica i proširenjem programa osmatranja i poboljšanjem opreme na 84 postojeće stanice.

Iznad okeana uspostaviće se mreža radiosondažnih stanica sa prosečnim međusobnim rastojanjem od oko 1,500 km. Ovo će se postići osnivanjem novih stanica na nekim ostrvima i postavljanjem meteoroloških brodova (5 — 6 brodova) na fiksne položaje na okeanskoj površini kao i angažovanjem oko 100 putničkih i ribarskih brodova da vrše radiosondažna merenja na svojim plovnim putevima.

Pored mreže meteoroloških stanica koje vrše osmatranja na klasičan način u Planetarni sistem osmatranja su uključeni programi korišćenja meteoroloških satelita; sistema balon-sondi koje lebde na nivoima jednakih specifičnih zapremina; automatskih stanica na moru i kopnu sa kojih će se pomoću meteoroloških satelita prikupljati osmotreni podaci; orbitalnih kosmičkih laboratorija sa kojima se pilotira i mesečeve meteorološke opservatorije sa koje bi se posmatrala Zemlja.

Mreža meteoroloških stanica i meteorološki sateliti zasad predstavljaju jedinu osnovu za analizu stanja atmosfere. Uz to korišćenje meteoroloških satelita nalazi se još u fazi razvoja. Ostali programi treba da se realizuju u bliskoj budućnosti. Od ta tri programa čija je realizacija predviđena u bliskoj budućnosti očekuje se da će najpre biti realizovan program sistema balon-sondi koje lebde na nivoima jednakih specifičnih zapremina i automatskih meteoroloških stanica na kopnu i moru sa kojih će se podaci skupljati pomoću satelita. Za ovaj program, koji se skraćeno zove PAMS (planetarne automatske meteorološke stanice), već je izrađeno nekoliko ostvarljivih projekata.

Po planovima Svetske meteorološke organizacije sistem PAMS treba da počne da se ostvaruje 1969. godine. On bi se sastojao iz većeg broja balona koji bi plovili u atmosferi na nivoima jednake specifične zapremine. Ovi baloni bi bili snabdeveni automatskim meteorološkim stanicama za merenje meteoroloških elemenata (pritisak, temperatura, vlažnost i dr.) u atmosferi. Zatim se predviđa postavljanje niza plovaka na morskoj površini, koji bi se kretali u pravcu vetra i morskih struja. Takođe bi se u ovaj sistem uključio niz automatskih meteoroloških stanica koje bi se postavile u oblasti Arktika, Antarktika i na drugim teško dostupnim mestima na Zemljinoj površini.

Ove automatske stanice su pored meteoroloških instrumenata snabdevene prijemnikom, predajnikom i memorijom za smeštaj osmotrenih podataka. Sa njima bi se održavala veza preko satelita koji bi obavljali sledeće funkcije:

1) Identifikovanje i ispitivanje PAMS;

2) Određivanje koordinata PAMS u različitim trenucima vremena za izračunavanje uzastopnih brzina i pravaca vetra (odnosno morskih struja);

3) Prijem i čuvanje (memoriranje) podataka dobijenih sa PAMS;

4) Po mogućnosti izvršavanje prve obrade prikupljenih podataka;

5) Predaja podataka primljenih sa PAMS određenim centrima na Zemljinoj površini.

Potpunim ostvarenjem sistema PAMS biće moguće izraditi znatno složenije matematičko-fizičke modele atmosfere i proučiti još nedovoljno poznate procese u njoj.

16.3. **Planetarni sistem obrade podataka.** Koristeći savremena tehnička sredstva izvesni meteorološki centri već duže vremena vrše međusobnu razmenu analiza

i prognoza vremena u obliku karata. Tako je i ovaj vid razmene postepeno ušao u međunarodni sistem razmene meteoroloških podataka.

Prema planu SMB (WWW Planning Reports No 8, 12, 13, 14, 15) ovaj sistem obrade i razmene podataka razvijaće se na takav način da će svaka zemlja članica SMO biti u mogućnosti da raspolaže serijama takvih karata, koje će primati preko sistema veza između svetskih, regionalnih i nacionalnih centara. Ovi centri će biti opremljeni sa modernom opremom maksimalnih mogućnosti uključujući elektronske računare velikih brzina i kapaciteta. Oni će omogućiti sređivanje, obradu i arhiviranje podataka na takav način da se za potrebe istraživanja, klimatologije i u druge svrhe mogu vrlo lako i operativno koristiti.

Po odluci Izvršnog komiteta SMO osnovana su tri svetska centra u okviru SMB, i to u Melburnu, Moskvi i Vašingtonu. Takođe su određene njihove funkcije i prihvaćeni razrađeni programi. Ukratko rečeno, ovi centri su primili zadatak da izrađuju i snabdevaju sve ostale prognostičke centre u svetu sa planetarnim ili hemisferskim analizama i prognozama atmosferskih procesa velikih razmera. Ovaj materijal će se koristiti u nacionalnim meteorološkim centrima kao osnova za dalju razradu i operativnije izvršavanje poslova analize i prognoze vremena na užim područjima.

Regionalni centri još nisu određeni ali se očekuje da odluka bude uskoro doneta. Pri donošenju odluke i izboru svakog pojedinog regionalnog centra i određivanju njegovih funkcija vodiće se računa o potrebama i željama grupe zemalja — članica koje će koristiti rezultate rada datog centra. Uopšteno rečeno, zadatak regionalnih centara bi bio da izrađuju analize i prognoze hemisferskih ili kontinentalnih razmera, uzimajući u obzir neke istaknute faktore određenih delova Zemljine površine, i da tim kartama snabdevaju nacionalne meteorološke centre koji se na njih naslanjaju.

Nacionalni centri će obavljati poslove analize i prognoze vremena na svojoj teritoriji po programu i potrebama svoje zemlje. Pri tome će kao osnovu koristiti sve materijale koje budu dobijali od odgovarajućeg svetskog i regionalnog centra. Nacionalni centri treba da teže da pri izradi analiza i prognoza vremena uzmu u obzir sve važnije lokalitete i značajnije činioce koji utiču na vreme na pripadajućoj teritoriji.

16.4. **Planetarni sistem telekomunikacija.** Funkcija Planetarnog sistema telekomunikacija je da prikuplja i razmenjuje podatke osmatranja između nacionalnih, regionalnih i svetskih meteoroloških centara, kao i da transmituje rezultate obrade tih podataka između meteoroloških centara (WWW Planning Report No. 9, 11, 16).

Za period 1968—1971. godine planirano je instaliranje pouzdanog planetarnog sistema telekomunikacionih veza na tri osnovna nivoa. Prvi nivo bi bila veza između svetskih centara, drugi nivo telekomunkaciona mreža koja će vezivati regionalne centre i treći nacionalne telekomunikacione mreže.

Tehnika koja će se koristiti na glavnim linijama telekomunikacionih veza treba da bude najmodernija i pogodna za puštanje odmah u operativni rad. Predviđa se uključivanje specijalnih aparatura za otkrivanje i ispravljanje grešaka koje se javljaju u podacima. Ceo sistem telekomunikacija je tako planiran da bude u stanju da snabde svaku zemlju članicu sa svim podacima i izvedenim rezultatima koje želi posedovati i to sa najvećom mogućom brzinom. Ostvarenje ove zamisli predstavljaće znatno viši tehnički nivo od dosadašnjeg svetskog meteorološkog sistema telekomunikacija.

16.5. **Program istraživanja.** Poslednjih godina postignuti su veoma značajni rezultati u izvesnim oblastima meteoroloških istraživanja. Međutim, zbog nedostatka dovoljnog broja osmotrenih podataka o stvarnom stanju atmosfere mnogi od

ovih rezultata, kao i neke važnije teorije ne mogu da se provere. Isto tako znatnije povećanje tačnosti prognoza vremena i produženje njihovog roka nije moguće bez potpunijeg ostvarenja Planetarnog sistema osmatranja i boljeg poznavanja i razumevanja atmosferskih procesa. S druge strane, bolje poznavanje i razumevanje atmosferskih procesa može doći samo intenzivnim istraživanjima, koja treba da se provode na svim raspoloživim podacima, a naročito podacima koja će kroz sistem SMB omogućiti proučavanja u planetarnim razmerama.

Svetska meteorološka organizacija i Komitet za atmosferske nauke Međunarodne unije za geodeziju i geofiziku razmatrali su buduće zadatke i aktivnost u oblasti istraživanja i prihvatili više projekata čije ostvarenje treba da otpočne u toku narednih nekoliko godina. Ovde ćemo navesti neke od važnijih projekata i svrhu njihovog ostvarenja (WWW Planning Report No 5).

Projekat tropske meteorologije ima za cilj, između ostalog, da se upoznaju stvarne potrebe za izgradnjom određene mreže stanica i vrstom osmatranja u tropskom pojasu. Zatim, da se postigne neophodno saznanje o ulozi koju ovaj pojas ima u mehanizmu i održavanju opšte cirkulacije atmosfere, kao i način na koji vremenski sistemi u ekvatorijalnim oblastima su uslovljeni procesima u susednim oblastima.

Projekt među-veze Zemlja-atmosfera ima za cilj da produbi naše znanje o načinu na koji izmena momenta, toplote i isparavanja sa Zemljine površine utiče na opštu cirkulaciju atmosfere i vremenske sisteme. Jedan od važnih ciljeva je takođe da se pronađe pogodan način za opisivanje ovih procesa u izrazima promenljivih veličina velikih razmera za potrebe razmatranja opšte cirkulacije atmosfere.

Program tehnološkog razvoja predviđa dalji rad na usavršavanju instrumentarija za merenje i osmatranje, sistema telekomunikacija i druge opreme za operativni rad meteoroloških centara. U ovom programu nekoliko zadataka imaju poseban značaj. To su:

1) Puštanje niz struju balona sa konstantnom specifičnom zapreminom. Planirano je da se ovakvi baloni puštaju na više nivoa jednake specifične zapremine između izobarskih nivoa 850 i 10 mb. Predviđa se puštanje velikog broja takvih balona koji bi leteli na značajnim nivoima i na taj način dopunjavali ostale izvore podataka. Programom istraživanja treba da se postigne da određivanje njihovih položaja bude dovoljno tačno da bi se izmerene vrednosti meteoroloških elemenata (vetra, temperature i vlažnosti) nalazile u dozvoljenim granicama tolerancije;

2) Postavljanje stanica na vodenim površinama koje će biti ukotvljene i koje će se slobodno kretati prema struji. Ove stanice će dopuniti postojeću mrežu stanica sa podacima o površinskom vetru, pritisku, temperaturi vazduha, stanju mora i drugim okeanografskim parametrima;

3) Izviđanja avionima bez pilota sa ciljem da se prikupe podaci iz oblasti koje su naročito nepristupačne za drugi način prikupljanja podataka;

4) Usavršavanje tehničkih sredstava osmatranja sa meteoroloških satelita sa ciljem da se dobije bolji uvid i tačnija merenja u atmosferska zbivanja. Ovaj zadatak uključuje u sebe dalja usavršavanja sistema televizijskih kamera za razne meteorološke potrebe kao i radiometara za dobijanje podataka o toplotnom bilansu, vertikalnoj raspodeli temperature i vlažnosti i drugih parametara potrebnih za istraživanja i rad na numeričkoj prognozi vremena;

5) Rad na usavršavanju telekomunikacione tehnike koju će koristiti sateliti u cilju određivanja lokacija i ispitivanja balona koji horizontalno plove u atmosferi i stanica koje plivaju na morskoj površini i transmisije meteoroloških podataka primljenih od njih;

6) Usavršavanje klasične opreme i metodike njenog korišćenja.

Projekt atmosferskog zračenja ima za cilj pribavljanje potrebnih podataka za proučavanje opšte cirkulacije atmosfere. U vezi sa tim potrebni su podaci o radijaciji i njenim komponentama spektra za sve nivoe u atmosferi.

Najzad, planirano je izvođenje većeg broja specijalnih eksperimenata koji se odnose na opštu cirkulaciju atmosfere i druga istraživanja procesa velikih i srednjih razmera.

16.6. **Program obrazovanja i obuke.** Izvršenje programa SMB zahtevaće povećanje stručnog osoblja svih kategorija, od osmatrača do prognostičara i istraživača. Novi kadar će biti potreban za uspostavljanje i rad novih stanica na kopnu i moru, za formiranje i izvršavanje zadataka nacionalnih, regionalnih i svetskih centara i za izvođenje proširenog istraživačkog programa.

Da bi se obezbedilo školovanje i obučavanje potrebnog broja stručnog kadra planirano je da Svetska meteorološka organizacija proširi svoju aktivnost u ovoj oblasti i da sve nacionalne meteorološke službe paralelno rade na tom zadatku. U programu SMB se naglašava da izvršenje ovog zadatka neće zavisiti samo od obezbeđenja potrebnih uslova za školovanje i obuku potrebnog broja personala već i orijentacijom na dovoljan broj kandidata koji će se sa profesionalnim zanosom vezati za meteorologiju. U tom smislu se veoma mnogo očekuje da zemlje-članice SMO doprinesu u domenu svojih mogućnosti da obučavanje i rad na problemima meteorologije postanu što stimulativniji i privlačniji.

16.7. **Plan doprinosa Jugoslavije Svetskom meteorološkom bdenju.** U okviru opšteg plana SMB Savezni hidrometeorološki zavod je izradio Plan učešća Jugoslavije u sistemu SMB u periodu 1968 — 1971. U vezi sa Planetarnim sistemom osmatranja, koji predviđa proširenje i ostvarenje ravnomernijeg rasporeda mreže meteoroloških stanica sa klasičnim načinom osmatranja, s jedne strane, i razvijanje programa merenja i osmatranja pomoću meteoroloških satelita i drugih savremenih tehničkih sredstava, s druge strane, Hidrometeorološka služba Jugoslavije planira da kao deo SMB u periodu 1968 — 1971. godine izvrši sledeće važnije zadatke:

1) Izrada studije o lokalnoj i široj prostornoj reprezentativnosti postojeće mreže meteoroloških stanica;

2) Na bazi prednje studije i kriterijuma o prostornoj raspodeli meteoroloških elemenata izvršiti racionalizaciju mreže meteoroloških stanica;

3) U prvom delu perioda postaviti jednu automatsku meteorološku stanicu uz jednu izabranu glavnu meteorološku stanicu, radi vršenja uporednih merenja, a u drugom delu perioda postaviti više automatskih meteoroloških stanica na odabranim mestima vodeći računa o stručnoj oceni rada automatskih stanica i ekonomskom efektu;

4) Pored radiosondažne stanice u Beogradu i Zagrebu otpočeti sa merenjem visinskog vetra RAWIN uređajima u Skoplju i Sarajevu;

5) Konstruisati meteorološku raketu za merenja u sloju do 2000 metara;

6) Razraditi plan redovnih merenja i osmatranja sa aviona koji lete preko teritorije Jugoslavije; sistematski sređivati i koristiti ove podatke u operativne i istraživačke svrhe;

7) Uvesti meteorološke radare u službu analize i prognoze vremena i službu meteorološke bezbednosti vazduhoplovstva;

8) Uvesti u operativni rad aparate (APT station) za direktan prijem slika oblaka sa meteoroloških satelita.

U okviru Planetarnog sistema obrade podataka, kojim se predviđa da svetski i regionalni centri budu snabdeveni najmodernijom tehničkom opremom i da snabdevaju nacionalne meteorološke centre analizama i prognozama koristeći najnovija dostignuća numeričkih i dinamičkih metoda, Hidrometeorološka služba Jugoslavije predviđa osnivanje Nacionalnog meteorološkog centra. Uloga Nacionalnog meteorološkog cenrta Jugoslavije bi, prema planu Saveznog hidrometeorološkog zavoda, bila da

1) od svetskog meteorološkog centra i regionalnog meteorološkog centra prima sve analize i prognoze namenjene nacionalnim centrima, pri čemu nacionalni meteorološki centar Jugoslavije treba da bude tehnički tako opremljen da u pogledu obima i vremena primanja ovog materijala u potpunosti zadovolji nacionalne potrebe;

2) primljene analize i prognoze da dopuni uzimanjem u obzir orografske i druge modifikatore vremena značajne za naše područje;

3) snabdeva sve prognostičke centre u zemlji celokupnim prognostičkim materijalom.

Za ostvarenje ovih ciljeva Nacionalni meteorološki centar Jugoslavije treba da se u periodu 1968—1971. godine osposobi da

1) od svetskog meteorološkog centra prima minimalni planetarni program;

2) od najpogodnijeg regionalnog meteorološkog centra prima kompletan program namenjen nacionalnim centrima;

3) izrađuje prognostičke karte za sve standardne nivoe AT numeričkim metodima, sa mrežom tačaka koja omogućuje uzimanje u obzir procesa srednjih razmera i činilica koji utiču na razvoj ovih procesa (orografija, stabilnost atmosfere, trenje, neadijabatsko zagrevanje, i dr.);

4) izračunava kvantitativne prognoze meteoroloških elemenata po numeričkim modelima (prvenstveno za padavine, temperaturu i vetar);

5) izrađuje prognoze vremena za periode od 3—5 dana objektivnim metodama;

6) vrši preciznu analizu i mezoanalizu svih standardnih sinoptičkih karata za Jugoslaviju i okolne oblasti;

7) snabdeva sinoptičke centre u zemlji sa svim potrebnim prognostičkim materijalom dobijenim prethodnim postupcima.

Po planu razvoja mreže telekomunikacija u Jugoslaviji u periodu 1968—1971. godine predviđa se:

1) opremanje svih sinoptičkih stanica radiostanicama za predaju izveštaja sabirnim centrima;

2) povezivanje Nacionalnog meteorološkog centra sa regionalnim i svetskim centrom kanalima velike propusne moći;

3) opremanje svih prognostičkih centara u zemlji faksimil uređajima.

Program Jugoslavije u oblasti naučnih istraživanja u okviru SMB je sledeći:

1) Proučavanje razvoja vremena u Jugoslaviji metodima mezoanalize i objektivne analize;

2) Proučavanje mogućnosti uspešne primene dinamičkih metoda prognoze na sisteme srednjih razmera uzimanjem u obzir faktora koji utiču na njihov razvoj (trenje, orografija, neadijabatski procesi, itd.);

3) Izrada numeričkih modela za prognozu padavina, temperature i vetra u Jugoslaviji;

4) Proučavanje atmosferskih procesa na osnovu informacija dobijenih sa meteoroloških satelita, pomoću radara i drugih savremenih tehničkih sredstava;

5) Proučavanje i usavršavanje metoda dugoročne prognoze;

6) Usavršavanje metodike hidroloških prognoza korišćenjem podataka o snežnom i ledenom pokrivaču dobijenih sa satelita;

7) Ispitivanje mogućnosti uspešne primene radara kao tehnički pogodnog i ekonomski isplatljivog sredstva za određivanje zona i količina padavina radi preciznije prognoze voda u rečnim tokovima i akumulacionim bazenima;

8) Rad na izradi numeričkog modela za kvantitativno izračunavanje odnosa i promena između količine padavina, isparavanja i oticanja;

9) Završetak rada na atlasu klime i klimatografije SFRJ;

10) Proučavanje toplotnog bilansa u Jugoslaviji;

11) Izrada niza domaćih prototipova meteoroloških instrumenata.

U cilju osposobljavanja potrebnog broja stručnog i naučnog kadra koji će raditi na izvršenju zadataka koji su ušli u Plan doprinosa Jugoslavije ostvarenju Svetskog meteorološkog bdenja Savezni hidrometeorološki zavod je predvideo i odgovarajuće proširenje programa školovanja i obučavanja stručnog kadra.

Od izvršenja plana Svetskog meteorološkog bdenja imaće velike koristi privrede svih zemalja. Za neke privredne grane izvršenje programa SMB predstavlja uslov za njihov dalji razvoj. Dosad je nedovoljno rađeno na izračunavanju odnosa između cene koštanja izvršenja programa SMB i koristi koju će privreda i društvo da ima njegovim ostvarenjem. Jednu grublju analizu je izvršio Thompson (WWW Planning Report No. 4) i pokazao da će uložena sredstva za ostvarenje programa SMB za više privrednih grana desetostruko da se isplate. Njegova analiza takođe pokazuje da bi povećanje prinosa u poljoprivredi samo za 1% bilo dovoljno da pokrije troškove ne samo programa SMB već i celokupne meteorološke delatnosti.

LITERATURA

W M O, 1966: *Research aspects of the World Weather Watch.* Sverre Petterssen. WWW Planning Report No. 5;

W M O, 1966: *Requirements and specifications for data-processing system.* N. G. Leonov - H. P. Marx. WWW Planning Report No. 8;

W M O, 1966: *Systeme mondial de telecommunications. H.* Ribault. WWW Planning Report No. 11;

W M O, 1966: *Chart processing functions of Regional Meteorological Centres.* WWW Planning Report No. 12;

W M O, 1966: *The Global Data-Processing System and meteorological service to aviation,* WWW Planning Report No. 13;

W M O, 1966: *Development of the world plan of Regional Meteorological Centres.* WWW Planning Report No. 14;

W M O, 1966: *The Global Data-Processing System and meteorological service to shipping.* WWW Planning Report No. 15;

W M O, 1966: *Planning of the Global Telecommunication System.* WWW Planning Report No. 16;

W M O, 1967: *The role of meteorological satellites in the World Weather Watch.* WWW Planning Report No. 18;

W M O, 1967: *The Potential Contribution of the World Weather Watch to a Global Area Forecast System for Aviation Purposes.* WWW Planning Report No. 19;

W M O, 1966: *The Potential Economic and Associated Values of the World Weather Watch.* J. C. Thompson. WWW Planning Report No. 4.

W W W, 1966: *The Essential Elements of the World Weather Watch.*

LISTA IMENA

Dr ĐURO RADINOVIĆ
ANALIZA VREMENA

IZDAVAČ
Zavod za izdavanje udžbenika
Socijalističke Republike Srbije
Beograd, Obilićev venac 5/I

Tehnički urednik
VLADIMIR MIHAJLOVIĆ

Korektori
JELENA DAVIDOVIĆ, DRAGOSLAVA JOVANOVIĆ
MILENA JEREMIĆ, MIRJANA LESKOVAC
SELMA ČOLOVIĆ

Rukopis predat u štampu januara 1969. godine;
štampanje završeno jula 1969. godine.

Obim: 23 štamparska tabaka
Tiraž: 1.000 primeraka
Format: 17×24 cm

Štampa Beogradski grafički zavod, Beograd,
Bulevar vojvode Mišića 17